

Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen

Bulletin suisse de Minéralogie et Pétrographie
Bollettino svizzero di Mineralogia e Petrografia

Herausgegeben von der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft

Redaktionskommission:

Dr. A. Spicher, Basel. Prof. Dr. L. Déverin, Lausanne. Prof. Dr. W. Nowacki, Bern

Band 36 · Heft 2 · 1956

INHALT · SOMMAIRE

<i>A. Fehr</i> : Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavràgia-Piz Cavel und Obersaxen-Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende)	349
<i>R. A. Gees</i> : Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem, behandelt an einigen Beispielen aus dem Gebiet von Klosters-Davos (Graubünden)	454
<i>F. Hofmann</i> : Zur Frage der Entstehung des glimmerartigen Tons in der Trias des Monte Caslano, Kanton Tessin	489
<i>Th. Hügi</i> : Verbreitung des Berylliums und der Berylliumminerale in den Schweizer Alpen	497
<i>E. Niggli</i> : Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen	511
<i>P. Schaufelberger</i> : Kritische Betrachtung der Bodenklassifikationen	515
<i>C. Burri</i> : Charakterisierung der Plagioklasoptik durch drei Winkel und Neuentwurf des Stereogramms der optischen Orientierung für konstante Anorthit-Intervalle	539
<i>R. L. Parker</i> : Ein neuartiges stereo-gnomonisches Netz	593
<i>E. Jäger und S. Schilling</i> : Zum Selbstbau einer Apparatur zur Differentialthermoanalyse (DTA)	595
<i>E. Jäger und S. Schilling</i> : Vorläufiger Bericht über DTA-Untersuchungen an Wölsendorfer Fluorit	599
Kurze Mitteilungen zur Mineralogie der Schweiz 7	
<i>R. L. Parker und F. de Quervain</i> : Ein neues Vorkommen von Kainosit in den Schweizer Alpen	604
<i>G. Beck</i> : Über Kainosit- und Pseudokristallfunde an der Grimsel	606
Bericht über die 31. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Basel, 22. und 23. September 1956	609
<i>G. Frenzel</i> : Wiedererhitzungs-Kriterien bei Ergussgesteinen	614
<i>P. Bearth</i> : Über Alkaligesteine aus Nord-Ost-Grönland	614
<i>A. Niggli</i> : Röntgenkristallographische Pseudo-Auswahlregeln	618
<i>W. Epprecht</i> : Untersuchung der Idealität von Gitterebenen in grossen Einkristallen	619
<i>W. Nowacki und G. Bergerhoff</i> : Die Kristallstruktur des Zeolithes Faujasit	621
<i>F. Laves und T. Schneider</i> : Über den rhombischen Schnitt in sauren Plagioklassen	622
Literaturbesprechungen	626

Vorstand der Gesellschaft — Comité de la société

1956

Präsident:	<i>R. L. Parker</i> , Mineralog. Institut ETH, Zürich
Vizepräsident:	<i>Ed. Wenk</i> , Bernoullianum, Basel
Sekretär:	<i>Th. Hügi</i> , Mineralog. Institut der Universität, Bern
Kassier:	<i>O. Grütter</i> , Bernoullianum, Basel
Redaktor:	<i>A. Spicher</i> , Bernoullianum, Basel
Beisitzer:	<i>W. Epprecht</i> , Institut f. techn. Physik ETH, Zürich <i>P. Mercier</i> , Tolochenaz s. Morges (Vaud) <i>W. Nowacki</i> , Mineralog. Institut der Universität, Bern <i>M. Vuagnat</i> , Onex-Genève

Postcheck der Gesellschaft: VIII 11421

Bankkonten: Schweizerische Nationalbank, Basel, und Schweizerischer Bankverein, Basel

Anmeldungen als Mitglieder der S.M.P.G. und *Adressänderungen* sind zu richten an Dr. Th. Hügi, Mineralog. Institut, Sahlistr. 6, Bern; alle den Versand der Zeitschrift und die Regelung der Mitgliederbeiträge betreffenden Anfragen sind an den Kassier Dr. O. Grütter, Bernoullianum, Basel, zu richten.

Der *Mitgliederbeitrag* beträgt ab 1948 Fr. 28. — (Studierende Fr. 20. —). Die Mitglieder erhalten die Zeitschrift kostenlos zugesandt. *Lebenslängliche Mitgliedschaft* wird durch einmalige Zahlung von Fr. 560. — erworben. *Abonnemente* auf die Zeitschrift (für Nichtmitglieder) nimmt der Verlag Leemann, Zürich 34, entgegen (Fr. 40. — für 1957). Postcheck-Konto VIII 2323.

Frühere Jahrgänge der Zeitschrift können Mitglieder beim Kassier, Nichtmitglieder beim Verlag bestellen. Band 1–4 ist vergriffen; Preis der Bände 5–27 (soweit vorrätig) Fr. 20. — für Mitglieder, Fr. 25. — für Nichtmitglieder. Preis der Bände 28–35 (soweit vorrätig): Fr. 28. — für Mitglieder, Fr. 35. — für Nichtmitglieder.

Vollkommen druckfertige Manuskripte sind zu senden an den Redaktor der *Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen* Dr. A. Spicher, Bernoullianum, Basel. Arbeiten, die in französischer Sprache abgefasst sind, können auch an Prof. L. Déverin, Laboratoire de Minéralogie, Université de Lausanne (Suisse) gesandt werden. Die Autoren erhalten von Originalarbeiten 50 Sonderdrucke kostenlos.

Die Manuskripte können in deutscher, französischer, italienischer oder englischer Sprache abgefasst sein und gelangen in dieser Form zum Abdruck.

L'adhésion à la S.S.M.P. de membres nouveaux, ainsi que les *changements d'adresse* doivent s'annoncer au Dr. Th. Hügi, Mineralog. Institut, Sahlistr. 6, Berne; pour toutes les questions concernant l'envoi du Bulletin et le paiement des cotisations, s'adresser au trésorier, Dr. O. Grütter, Bernoullianum, Bâle.

La *cotisation annuelle* est de 28 fr. à partir de 1948 (étudiants 20 fr.). Les membres de la S.S.M.P. reçoivent le Bulletin gratuitement. La qualité de *membre à vie* s'acquiert par versement, fait en une seule fois, d'une somme de 560 fr.

L'abonnement au Bulletin pris chez l'éditeur Leemann, Zurich 34, est au prix de 40 fr. pour 1957. Chèques postaux VIII 2323.

Pour l'achat de *Bulletins parus avant 1948*, qui se vendent par volume annuel, les membres de la S.S.M.P. peuvent s'adresser au trésorier, les autres personnes à l'éditeur. La série des volumes 1 à 4 est épuisée; Prix de vente: volumes 5 à 27 (en partie épuisés): 20 fr. pour les membres, 25 fr. pour les autres personnes. Volume 28 à 35 (en partie épuisés): 28 fr. pour les membres, 35 fr. pour les autres personnes.

Les manuscrits doivent être adressés au *rédacteur du Bulletin suisse de Minéralogie et Petrographie*, Dr. A. Spicher, Bernoullianum, Bâle. Les articles en français sont aussi reçus par le Prof. Déverin, Laboratoire de minéralogie, Université de Lausanne. Le texte présenté doit être définitif et prêt à être imprimé sans retouche.

Les auteurs reçoivent gratuitement 50 exemplaires tirés à part de leurs travaux.

Les mémoires rédigés en allemand, en français, en italien ou en anglais sont imprimés tels quels.

Redaktionsschluss für Heft 1 von Band 37: 31. März 1957

Redaktionsschluss für Heft 2 von Band 37: 30. September 1957

Délai de rédaction pour le fascicule 1 du volume 37: 31 mars 1957

Délai de rédaction pour le fascicule 2 du volume 37: 30 septembre 1957

Petrographie und Geologie des Gebiets zwischen Val Zavrugia-Piz Cavel und Obersaxen-Lumbrein (Gotthardmassiv-Ostende)

Von *Arthur Fehr* (Niederwil, Thurgau)

Inhaltsverzeichnis

Vorwort	351
Einführung	352
Übersicht, Problemstellung	353

Kapitel 1. Das Altkristallin und seine herzynischen Intrusionen

A. <i>Paragneise</i>	354
I. Nördlicher Parakomplex	354
II. Südlicher Parakomplex	355
a) Die Gesteinstypen	355
1. Muskowit-Chlorit-Albitgneise	355
2. Chlorit-Muskowitschiefer	356
3. Zweiglimmergneise	357
4. Zweiglimmerschiefer	358
5. Muskowitgneise	359
6. Serizit-Schiefer bis Phyllite	360
7. Serizit-Muskowit-Quarzite	361
b) Feldbeobachtungen	362
c) Genese der Paragneise	363
B. <i>Amphibolite</i>	366
I. Die nördlichen Amphibolite	366

a) Die Gesteinstypen	367
1. Albit-Amphibolite	367
2. Chloritgneise (bis -schiefer)	368
b) Feldbeobachtungen, Genese	370
II. Die südlichen Amphibolite	372
C. Mikroklinführende Gneise	373
a) Physiographie, Chemismus	376
I. Zentrale Flatschen- und Augengneise	376
α) K-feldspatführende Albitgneise	377
1. Biotit- bzw. Chloritgneise	377
2. Muskowitgneise	377
β) Quarzitische Muskowitgneise	378
II. Augengneise südlich der Val Larga	381
1. Serizitgneise	382
2. Quarzitische Muskowitgneise	382
III. Flatschige Muskowitgneise östlich der Val Gronda	384
1. Muskowit-Albitgneise	384
2. Plagioklasfreie Muskowitgneise	385
IV. Helle Muskowitgneise des Piz Titschal-Piz Lad	387
V. Augengneise der unteren Val Gronda	389
b) Grundsätzliche Diskussion der Entstehungsgeschichte, Vergleiche mit anderen Gebieten	391
D. Granitgneise	394
I. Granitgneis der unteren Val Gronda	394
α) Grobkörniger Granitgneis	394
β) Feinkörniger Granitgneis	396
Chemismus, Genese	398
II. Granitgneis der Alp Ramosa	399
Chemismus	400
Feldbeobachtungen, Genese	401
E. Ganggesteine	401
1. Pegmatite	401
Zur Graufärbung des Mikroklin	403
2. Aplite	407
3. Quarzporphyre	411
4. Albit-Quarz-Dioritporphyrite	417

<i>F. Vererzungen</i>	421
<i>G. Zusammenfassung</i>	422

Kapitel 2. Die Sedimenthülle des Altkristallins

<i>A. Die nördlichen Sedimente</i>	424
I. Gesteinstypen, Verbreitung	424
a) Permokarbon	424
1. Karbon	424
2. Ilanzer Verrucano	425
3. Phyllitischer Verrucano	427
α) Violette tonige bis sandige Phyllite	427
β) Fleckige, knotige Phyllite	429
b) Trias	430
1. Triasbasis-Quarzit	430
2. Rauhwacke, Dolomit	431
c) Ganggesteine im Permokarbon	432
II. Stratigraphie, Tektonik	434
<i>B. Die südlichen Sedimente</i>	439
I. Gesteinstypen	439
1. Quarzitischer Verrucano	439
2. Triasbasis-Quarzit bis -Arkose	440
3. Dolomit, Rauhwacke, Marmore	441
4. Quartenschiefer	441
5. Die gotthardmassivischen Bündnerschiefer	442
II. Tektonik, Stratigraphie	443
<i>C. Morphologie, Quartär</i>	447
Zusammenstellung der Gewichtsprozente und Molekularwerte der neuen Gesteinsanalysen	448
Literaturverzeichnis	449

Vorwort

Vorliegende Arbeit wurde auf Anregung von Herrn Prof. Dr. P. NIGGLI im Sommer 1950 begonnen und nach seinem 1953 so rasch erfolgten Hinschied unter der Leitung von Herrn Prof. Dr. C. BURRI zum Abschluss gebracht. Den ausgedehnten, durch unbeständige Witterung häufig ver-

zögerten Feldaufnahmen waren die Sommermonate der Jahre 1950—1954 gewidmet, mikroskopische, chemische und übrige experimentelle Untersuchungen wurden in der Zwischenzeit, neben meiner Tätigkeit als Assistent, im Mineralogisch-petrographischen Institut der ETH und der Universität Zürich durchgeführt.

Es ist mir ein grosses Bedürfnis, an dieser Stelle meinen geschätzten Lehrern, vor allem den Herren Professoren Dr. C. BURRI, Dr. J. JAKOB, Dr. F. LAVES, Dr. R. L. PARKER, Dr. F. DE QUERVAIN für ihre mannigfaltigen Ratschläge und ihre bereitwillige Hilfe meinen aufrichtigen Dank auszusprechen. Dankbar gedenke ich des unermüdlichen Interesses, das Herr Prof. Dr. P. NIGGLI † meiner Arbeit entgegenbrachte.

Besonders verpflichtet fühle ich mich auch meinen Terrainnachbarn, den Herren Prof. Dr. E. NIGGLI und H. MÜLLI, von denen ich auf interessanten Exkursionen und in anregenden Diskussionen manchen nützlichen Hinweis erhielt.

Des weiteren spreche ich meinen besten Dank den Herren Dr. J. KREBS, Prof. Dr. W. LEUPOLD und Dr. R. U. WINTERHALTER aus, die durch ihre grosse Erfahrung viel zum Verständnis der Geologie meines Arbeitsgebiets und seiner weiteren Umgebung beigetragen haben.

Mit meinen Studienkameraden verbindet mich die schöne Erinnerung an die gemeinsame Studienzeit, an fördernde wissenschaftliche Gespräche und Unterstützung. Ihnen allen sei dafür herzlich gedankt.

Einführung

Das untersuchte Gebiet, das geologisch das Altkristallin des östlichsten Gotthardmassivs und seiner unmittelbar benachbarten Sedimenthülle umfasst, ist folgendermassen begrenzt: im E schliesst es an einer Linie, die von Meierhof W am Piz Sezner vorbei nach Lumbrein im oberen Lugnez, d. h. ungefähr parallel der Grenze gotthardmassivische Trias-Bündnerschiefer verläuft, an das Arbeitsgebiet von Prof. E. NIGGLI. Für die Ausdehnung nach S war die gleiche geologische Linie massgebend, die hier dem Glenner entlang über den Piz de Vrin, die südliche Alp Ramosa zum Piz Tgietschen weiterzieht. Im W stösst das bearbeitete Terrain an der morphologisch markanten Linie P. Tgietschen–P. Cavel–P. Gren–P. Val Gronda–Piz Titschal–Osthang der unteren Val Zavrägia an das Arbeitsgebiet von H. MÜLLI. Nach N erstrecken sich die Feldaufnahmen über den Vorderrhein bis zum Raum S der markanten Trias von Schlans und Capeder.

Die geologische Kartierung erfolgte auf Vergrößerungen 1:10 000 der neuen Landeskarte, Blätter 513 (Disentis-E) und 514 (Safiental-W). Wegen der Verkleinerung auf den Masstab der beiliegenden Kartenskizze waren verschiedene Vereinfachungen der Originalaufnahmen unumgänglich. Zur photogeologischen Auswertung wurden photographische Luftaufnahmen der Eidg. Landestopographie beigezogen.

Frühere Kartierungen des in Frage stehenden Gebiets sind eher spärlich und mehr übersichtsmässig. Solche stammen von ALB. HEIM (1885, 1911), Teile desselben sind enthalten auf den Karten von C. SCHMIDT (1906), FR. WEBER (1922, 1924, beide mit Profilen), P. NIGGLI (unveröffentlicht), R. HELBLING und E. WEBER (1951).

Beobachtungen, die im kartierten Terrain oder in seiner näheren Umgebung gemacht wurden, sind publiziert bei ALB. HEIM (1891, 1921), L. WEHRLI (1896), J. KÖNIGSBERGER (1909), P. NIGGLI und W. STAUB (1914), C. FRIEDLAENDER (1930), R. U. WINTERHALTER (1930), J. OBERHOLZER (1933), O. AMPFERER (1934), L. WYSSLING (1950), R. STAUB (1954).

Übersicht, Problemstellung

Wie schon seit langem bekannt, nimmt das im Zentrum steilgestellte Gotthardmassiv (im folgenden mit GM bezeichnet) gegen E hin immer flachere Lagerung an, bis es, im Gegensatz zum W-Ende, in beträchtlicher Breite und mit schwachem östlichem Axialgefälle (ca. 10—20°) unter seiner Sedimenthülle verschwindet.

Dieses Absinken des Altkristallins nach E hin erlaubte den penninischen Decken, vor allem der Adula-Decke, in diesem Raum das Massiv seitlich zu überfahren und ihm einen eigentlichen Deckenbaustil aufzuprägen. Im Zusammenhang damit wurden seine Gesteine unter relativ geringmächtiger Bedeckung alpin einer ausgesprochen epizonalen, destruktiven Dislokationsmetamorphose mit z. T. extrem kataklastischen, kaum rekristallisierten Strukturen unterworfen. Diese Diaphthorese führte primär unterschiedliche Mineralbestände in eine über grosse Räume vor allem makroskopisch nur wenig variable Epifazies über. Aus diesem Grunde sind auf älteren Karten und Übersichtsdarstellungen diese Gneise als einheitliche, kaum gegliederte Paraserie dargestellt. Es galt nun, durch intensives und zeitraubendes Detailstudium von ca. 400 Dünnschliffen bereits herzynisch vorliegende, jetzt nur noch reliktsche Mineralbestände und Strukturen aufzuspüren. Dadurch, im Verein mit immer ausgedehnteren Feldbegehungen, gelangte

der Verfasser dazu, diese grossen Gneismassen in verschiedene Serien zu gliedern, die wegen allerdings untergeordneter K-Feldspatführung zum grössten Teil als schwach injiziert aufgefasst werden müssen.

In dieses Altkristallin, bestehend aus reinen Paragneisen und Amphiboliten und den weitaus überwiegenden, etwas Mikroklin führenden Gneisen, sind verschiedene, wahrscheinlich herzynische Ganggesteine sowie Granitgneisstöcke fraglichen Alters eingelagert (Kapitel 1).

Darüber legen sich permische, triadische und liasische Sedimente, die, weil sie sich im S und im N hinsichtlich Paragenese und Lagerung z. T. deutlich unterscheiden, in zwei getrennten Abschnitten behandelt werden (Kapitel 2, A und B).

KAPITEL 1

Das Altkristallin und seine herzynischen Intrusionen

A. Paragneise

I. Nördlicher Parakomplex

Auf der N-Seite des Altkristallins bauen sie im Gebiete der Voralp und der Rossbodenalp eine relativ geschlossene, WSW-ENE verlaufende, bis etwa einen km breite Zone auf, welche als östlichster Ausläufer der Paragneise aufzufassen ist, die lückenlos bis ans Westende des GM, d. h. ins Oberwallis, in wechselnder Mächtigkeit weiterziehen und über denen sich, gegen N hin, die jüngere nördliche Sedimenthülle abgelagert hat. Die Abgrenzung dieses nördlichen Komplexes gegen S ist sehr fragwürdig, indem in dieser Richtung die Gneise makroskopisch allgemein heller werden und sich eine schwache Injektion vor allem durch Zufuhr von K-Feldspat¹⁾ abzuzeichnen beginnt. Ihr Verlauf ganz im E und ihr Zusammenhang mit östlich anschliessenden Gesteinen ist leider durch Moräne und Sackungsmaterial unserer Beobachtung entzogen.

Mengenmässig herrschen hier Chlorit-Muskowit-Albitgneise weitaus vor, daneben finden sich mehr als Einlagerungen Muskowit-

¹⁾ K-Feldspat bedeutet im folgenden K-Feldspat mit wechselndem, aber zurüctretendem Na-Gehalt.

Chloritschiefer, Zweiglimmergneise, Zweiglimmerschiefer, Muskowitgneise, Serizitschiefer, Phyllite.

II. Südlicher Parakomplex

In der unteren V. Larga und auf Alp Cavel treten in beschränkterer Ausdehnung helle Muskowitgneise bis -schiefer und vor allem Serizit-quarzite auf, während Biotit- und Chloritgneise hier stark zurücktreten, vornehmlich gegen W hin (Alp Cavel).

Da die beiden Einheiten sich weniger durch grundsätzliche Verschiedenheit der Gesteinstypen, als vielmehr durch ein individuelles Mengenverhältnis der letzteren unterscheiden, seien sie hinsichtlich Physiographie miteinander behandelt.

a) DIE GESTEINSTYPEN

1. Muskowit-Chlorit-Albitgneise

Besonders verbreitet im nördlichen Parakomplex.

Makroskopisch: Meist graugrüne, braun anwitternde Gneise mit feinem Korn (d $\frac{1}{2}$ mm und kleiner). Mannigfaltige Übergänge von vollkommen homogenen zu flatschigen Typen mit Quarz- oder Quarz-Albitlinsen, die bis 1 cm dick sein können. Übergänge von glimmerreichen Bereichen zu den hellen sind fast immer diffus. Auf dem Hauptbruch ist gut geregelter Chlorit sowie Muskowit (d bis 2 mm) angereichert. Serizitreiche, muskowitarmer Varietäten sind häufig, vor allem im N gegen das Permokarbon hin. Ganz vereinzelt lassen sich vollständig chloritisierte Granate mit d bis 5 mm beobachten.

Mikroskopisch:

Quarz (30—40%, bis 70%): Immer stark beansprucht und undulös. Einerseits kristalloblastisch in Lagen gelängt und darauf alpin in polygonales Pflaster zerbrochen. Andererseits als isolierte Porphyroklasten mit Mörtelkränzen. Dann wieder baut er mit Albit ein feinkörniges Grundgewebe auf. Nach seiner Kataklase ist er meist gar nicht oder nur schwach rekristallisiert, ersichtlich an beginnender randlicher Verfärbung.

Albit (50—60%): Unregelmässig bis linsig-feinzackig begrenzt, fast immer mit unregelmäßigem Serizit gefüllt. Lamellen fehlen oft und sind bei Anwesenheit gern verbogen oder verworfen und dann sehr dünn. Vorwiegend nach dem Albitgesetz verzwillingt, weniger nach dem Periklingesetz, nach welchem die Lamellen immer breiter sind. Der Serizit kann gelegentlich eine deutliche Regelung nach den Lamellen aufweisen (s. auch ANDREATTA, 1954). Feinkörniger Zoisit in Insekten-eierform füllt die Albite etwa zentral und fleckig aus. Frische Albitränder sind hier nur untergeordnet, ebenso Schachbrettalbite, die, wie oft auch in andern Gesteinen wahrgenommen, nie Serizitfüllung zeigen. In wenigen Schliften ist der Albit mit feinsten Schüppchen eines stark pleochroitischen Chlorits gefüllt. Wahrscheinlich wurden die alpin zertrümmerten Kristalle mit Chlorit imprägniert und sind später wieder rekristallisiert.

Chlorit (20—30%): Gut geregelt in Lagen oder Nestern. Pleochroismus parallel n_z resp. der Spaltbarkeit hellgrün, senkrecht dazu hellgelb. Einschlüsse

feinster Rutilnadeln, z. T. als Sagenitgewebe, ferner Rutilhäufchen, Zoisit mit Orthitkern. Parallele Verwachsung mit Muskowit zeigt sich fast in jedem Schliff. Biotit kann relikktisch im Zentrum des Chlorits auftreten. Ein auffälliges Merkmal, das in fast allen chloritführenden Gesteinen meines Untersuchungsgebietes auftritt, besteht darin, dass die Chloritblätter in nach der s-Fläche angeordneten Linsen quergestellt sind. Diese Erscheinung lässt sich am ehesten damit erklären, dass der unter hydrothermalen Verhältnissen entstehende Chlorit in offene, linsige Hohlräume hineingewachsen ist. Mit ihm alternierender Muskowit steht dann ebenfalls senkrecht zur Schieferung. Grosse, einheitliche Chloritblätter erscheinen unter gekreuzten Nicols aus vielen Individuen zusammengesetzt. Durch eindringende limonitische Lösungen des öfters braun gefärbt. Selten ist ein relikktischer, farbloser Granat, der sich in feinblättrigen Chlorit umwandelt. Chlorit $n_z \sim n_y$ ca. 1,620.

Muskowit: Einzeln in Lagen oder zahlreiche Blätter in Strähnen, d bis 2 mm. Bei grösseren Dimensionen ist er gerne verbogen oder seitlich zerfranst. Unregelmässige Bezirke sind von kaum beanspruchtem Quarz ausgefüllt. Auf seine Kosten kann die Menge des Serizites anwachsen. Wenn hinsichtlich Grösse Übergänge verbinden, ist eine mechanische Zerreißung des Muskowits nicht ausgeschlossen. Fehlen solche bei überwiegendem Serizit, so könnte angenommen werden, dass Muskowit auch primär nur ganz untergeordnet vorhanden war, was man etwa gegen das Permokarbon hin feststellen kann.

Nebengemengteile: Rundlicher Zirkon, Apatit, grünlicher Epidot, Orthit, schwach idiomorpher Apatit, Titanit, Kalzit, randlich verrosteter Pyrit, Ilmenit mit Leukoxenrändern. An wenigen Stellen kommt etwas Turmalin vor, der einen hellgelben-bräunlichgelben Pleochroismus besitzt, schwach geregelt und gerundet ist, mit d bis 0,6 mm.

2. Chlorit-Muskowitschiefer

Sie sind regellos in den Gneisen vom Typus 1 eingelagert und gehen durch zunehmende Verglimmerung aus letzterem hervor.

Makroskopisch: Allgemein sind sie bedeutend weicher als die Gneise und führen anstelle von Muskowit oft nur Serizit, der fleckig auf dem Hauptbruch sitzt. Sie sind immer sehr feinkörnig, vereinzelt feinflatschig, wodurch sie im Verein mit ihrer graugrünen Farbe gewissen Verrucanophylliten sehr ähnlich werden. Bei reichlichem Serizit ist die Schieferfläche gerne feingefältelt. Hie und da kleine Erzkörner mit rostigem Hof, die die gelbbraune Anwitterungsfarbe bewirken.

Mikroskopisch:

Quarz (0—40%): Im Durchschnitt nicht so häufig wie in 1, jedoch ist Beanspruchungsgrad und Form durchaus ähnlich. In einigen Schliffen finden sich neben stark gepressten Individuen grössere mit gleichmässiger Auslöschung. Hier scheinen sich die alpinen Differentialbewegungen lediglich nach bestimmten Flächen vollzogen zu haben. — Schwache randliche, postserizitische Rekristallisation zeigt sich etwa an peripheren Seriziteinschlüssen. Risse sind oft mit Kalzit als jüngster Bildung ausgeheilt, d oft ca. 0,1 mm.

Chlorit (40—60%): In parallelen Linsen des öfters quergestellt und dann mit Muskowit gleicher Orientierung verwachsen. Immer feinste randliche Erz-

einschlüsse. Seine Natur wie in 1, in Ausnahmefällen ist der Pleochroismus intensiv grün-hellgelb. Risse sind mit Quarz verheilt. Reliktischer Biotit findet sich hier sehr spärlich; einzig feine Sagenitgewebe und Erzeinschlüsse deuten auf die sekundäre Natur des Chlorits hin. Um Erze, z. B. idioblastischen Magnetit, kann er Zerrhöhlräume ausfüllen. Er ist sicher älter als die Kataklaste des Quarzes, da er zwischen den Trümmern des letzteren nie auftritt.

Muskowit, resp. Serizit: In stark wechselnder Menge, in einzelnen Fällen bis 90%. Ohne Frage ist er im quergestellten Chlorit sicher nicht ein Produkt einer voralpinen Metamorphose, sondern wurde wie der Chlorit in linsigen Hohlräumen, die nur unter geringer Bedeckung möglich sind, alpin gebildet. Der Chlorit in der Umgebung scheint seine Sammelkristallisation zu begünstigen. Serizit umflasert in welligen Strähnen Quarz und Chlorit. Bei grösserer Menge ist die Wellung sehr einheitlich, d. h. die Wellenscheitel liegen auf zur Schieferung ca. senkrechten Geraden. Da sich Differentialbewegungen längs Glimmerhorizonten mit besonderer Leichtigkeit vollzogen und die Wegsamkeit erhöhten, sind hier gern erzführende Lösungen eingedrungen.

Nebengemengteile: Oft zerbrochener Apatit, etwa von Epidot umschlossen, Zoisit mit Orthitkernen, gerundeter Zirkon, schwach idioblastischer Titanit, Kalzit z. T. in durchsetzenden Adern. Selten Turmalin mit blaugrünlichem Rand und bräunlichem Kern. Rutil. Untergeordnet erscheint in dieser Gruppe eine wohl sekundäre Generation von Biotit. Diese besitzt einen Pleochroismus von grünlich-braun nach hellgelb. Sie ist durchwegs feinblättrig, ist kaum geregelt, ist nie im Zentrum des Chlorits angeordnet und gegen ihn oft scharf begrenzt. Dieser Biotit wäre demnach gleichzeitig mit letzterem oder später kristallisiert. Pyrit, Magnetit, Ilmenit mit Leukoxenrand.

3. Zweiglimmergneise

Sie bilden nicht sehr weitverbreitete Einlagerungen in 1, beschränken sich auf den nördlichen Parakomplex, innerhalb welchem sie sich gegen 5 etwas anreichern. Sie verdanken ihren Mineralbestand in erster Linie der herzynischen oder einer ältern Metamorphose.

Makroskopisch: Grünlichgraue bis dunkelgraue, fein- bis mittelkörnige, feinflatschige bis homogene Gesteine. Auf dem Hauptbruch sitzt gut geregelter Biotit (d bis 2 mm) und meist weniger gut gerichteter Muskowit (d bis 1 mm) sowie Serizit. Der Biotit ist gern etwas ausgebleicht oder randlich chloritisiert.

Mikroskopisch:

Quarz (20—30%): Polygonal z. T. mit Albit vermischt in Linsen oder Lagen, die mitunter helizitisch gewunden sind. Gegen Albit ist er etwa glatt-buchtig begrenzt, wie wenn er von ersterem aufgezehrt würde.

Albit (20—30%, bis 80%): Trotz seiner unregelmässigen Begrenzung ist er bedeutend weniger kataklastisch als der Quarz. Gelegentliche Zwillingsslamellen sind sehr schmal. Im gleichen Kristall können sie randlich vorhanden sein, im Zentrum aber fehlen. Die Menge des eingeschlossenen Serizits ist beträchtlichen Schwankungen unterworfen. Bei dichter Fülle stellen sich Übergänge nach 4 ein. Als weitere Einschlüsse sind besonders für diese biotitführenden Typen zentral angeordnete Flecken feinen Zoisits charakteristisch, die auf einen ursprünglich

höheren Anorthitgehalt schliessen lassen. Dieser Zoisit ist, vor allem bei Leistenform, etwa nach den Lamellen des Albits parallel angeordnet. Ränder neugebildeten, einschlussfreien Albits sind keine Seltenheit. Diese Albitneubildung kann stärkeres Ausmass annehmen, so dass grössere, selbständige, frische Albite entstehen. Diese dürften aber nicht aus von weithergeführten Lösungen stammen, ist ihre Bildung doch nur lokal, d. h. kein über grössere Gebiete beobachtbares Phänomen.

Biotit (20—50%): Vom Rande her immer mehr oder weniger chloritisiert unter Ausscheidung feinsten stäbchenförmigen Erzes oder isometrischer Leukoxenkörnchen. Pleochroismus rotbraun bis dunkelbraun nach hellgelb. Dieser kann schwächer werden und man kann dann bei stärkster Vergrösserung ein äusserst feines Alternieren von Biotit und Chlorit, und zwar über den ganzen Kristall hinweg, wahrnehmen. Dieser durchgehend ähnliche Zersetzungsgrad ist bemerkenswert und ist nicht etwa der Ausbleichung des Biotits gleichzustellen. Häufige Einschlüsse sind gerundete Apatite sowie Zirkon, ohne pleochroitische Höfe. Zoisitstengel parallel der Spaltbarkeit eingewachsen.

Muskowit tritt hinter Biotit zurück und ist weniger gut geregelt. Er scheint teilweise älter als der Biotit zu sein, gegenüber dem er sich dann idiomorph verhält.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Epidot bis Zoisit, mit Orthitkern, Kalzit als einzelne Kristalloblasten oder als durchschlagende Adern, Rutil, Ilmenit mit Leukoxenhülle.

4. Zweiglimmerschiefer

Ausser im nördlichen Parakomplex treten sie zusammen mit den Zweiglimmergneisen lokal auch in den im folgenden zu behandelnden K-feldspatführenden Mischgneisen auf, wo sie das nicht injizierte Substrat des Altkristallins bilden.

Makroskopisch: Verglichen mit den entsprechenden Gneisen sind sie feinerkörnig und weicher. Grau mit mehr oder weniger Grüntich. Erzimprägnationen sind mit Vorliebe an sie gebunden. Gerade im südlichen Altkristallin, wo biotitführende Gesteine keine grosse Verbreitung besitzen, darf das wiederholte Zusammenvorkommen von solchen Imprägnationen mit den in Frage stehenden Schiefen nicht übersehen werden, z. B. 1,2 km nördlich Vrin, 300 m südöstlich Gipfel Piz Tgietschen. Wenig westlich des Schafskopf-Gipfels stösst man auf ein kleines Vorkommen (einige m²) eines auffälligen schwärzlichgrünen Schiefers, auf dessen Hauptbruch massenhaft bis 1 cm grosse kugelige Knoten herausragen, bei denen es sich um vollständig chloritisierte Granate handelt.

Mikroskopisch:

Quarz (10—20%): Etwas beansprucht mit Serizit in den Rissen. Einschlüsse feinsten Biotits. Im allgemeinen scheint in dieser Gruppe der Quarz weniger stark beansprucht zu sein oder ist dann, vor allem bei plattiger Begrenzung, stärker rekristallisiert, wie oft in Gesteinen mit relativ häufigem Glimmer. Im ersteren Falle laufen sich die Differentialbewegungen in den mobilen Glimmerlagen tot und schirmen grössere Quarzkörner vor ihrer Einwirkung ab. Analog verhält sich beispielsweise die feinkörnige Grundmasse der weiter unten zu besprechenden

Quarzporphyre. Im zweiten Falle begünstigt der Glimmer die Kristalloblastese des Quarzes. Zahlreiche subparallele Reihen feinsten Bläschen durchziehen die Körner. Böhmsche Streifung ist nicht so häufig.

Biotit (20—30%): Pleochroismus n_z bräunlich-gelb, grün mit Braunstich oder dann, vor allem im südlichen Altkristallin, grünlich-dunkelbraun, n_x weniger variabel, hellgelb. Der Regelungsgrad ist bei grösseren Blättern nicht so gut wie bei den kleinen. Nach der Mehrzahl meiner Beobachtungen sind diese abnormalen Biotittypen sekundärer Natur mit vermutlich alpinem Alter. Sehr oft sind nämlich diese Biotite in der Umgebung von Quarzlinsen angereichert und schmiegen sich ihren Umrissen an. Weitere wichtige Stützen für diese Annahme bilden ihre vollkommene Frische sowie die im Durchschnitt einheitlichen kleinen Dimensionen (d um 0,06 mm). Bei beliebiger Orientierung schneiden sie die Serizitlagen scharf ab, ohne sie im geringsten abzulenken, d. h. diese Biotite sind auf Kosten des Serizits gewachsen, der hier in Gegenwart von Muskowit sicher alpin ist. Gegen untergeordnet vorhandenen Chlorit sind sie scharf begrenzt und zeigen in ihm nie zentrale Anordnung. Bei höherem Erzgehalt scheint ihr Wachstum gefördert zu werden.

Im oben erwähnten Gestein am Schafskopf lassen sich zwei Biotitgenerationen erkennen: 1. als grobe, flaserig angeordnete Blätter mit d um 1 mm, mit Pleochroismus von dunkelbraun nach hellgelb. Nach (001) sind feinste Erzkörnchen eingeordnet, vor allem bei weit fortgeschrittener Chloritisierung. Eingeschlossene Zirkone sind mit schmalen pleochroitischen Höfen umgeben. 2. Eine jüngere, auf die Knoten beschränkte Generation mit Pleochroismus olivgrün-hellschmutzgrün. Diese kugeligen Gebilde bauen sich auf aus Chloritmaschen, die mit Serizit ausgefüllt sind. Im Zentrum dieser Serizitbereiche sitzt wiederum Chlorit, der randlich in diesen Biotit umgewandelt ist. Granatrelikte sind keine mehr vorhanden.

Muskowit-Serizit in wechselnder Menge, bis 80%. Grössere Blätter besser geregelt als kleine.

Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Zoisit, Orthit, Kalzit, Ilmenit mit Leukoxenrand, gelängter Pyrit, Magnetitoktaeder mit d bis $\frac{1}{2}$ mm, die das Grundgewebe aufgezehrt haben, sind sie doch ohne jeglichen Einfluss auf seine Textur. Sie bevorzugen vor allem Gesteine mit relativ viel Kalzit, dessen Gesamtvolumen bis 60% ansteigen kann. Es ist nicht sicher, dass aller Turmalin sich während der pneumatolytischen Phase im Anschluss an die herzynische Magmenförderung gebildet hat. 1,2 km nördlich von Vrin an der unteren Val Larga finden sich nämlich in einem dunklen Glimmerschiefer massenhaft cm-lange, $\frac{1}{2}$ mm dicke, schwarze und parallelgelagerte Turmalinnadeln. U. d. M. sind diese Idioblasten zentral bläulichgrün, nach aussen folgt an scharfer Grenze ein olivgrün-hellbraun pleochroitischer Rand. Eingeschlossenes Grundgewebe sowie nicht abgelenkter Serizit in ihrer Nachbarschaft machen nachserizitische, d. h. jungalpine Kristalloblastese wahrscheinlich.

5. Muskowitgneise

Sie sind besonders heimisch im südlichen Parakomplex.

Makroskopisch: Gräulichweiss mit Stich ins Grüne oder Violett, feinkörnig, homogen bis undeutlich flaserig. Auf der Schieferfläche bis 2 mm grosser Muskowit, z. T. mit gefälten Serizithäuten.

Mikroskopisch:

Quarz (30—50%): Undulös bis kataklastisch in stark wechselnder Korngrösse. Grössere Körner gern etwas länglich und gerichtet. Füllt in Albit Spalt-
risse aus.

Albit (40%): Mit Serizitfüllung, die teilweise orientiert ist. Häufig sind auch Kalziteinschlüsse, die nach der s-Fläche langgestreckt sind. Z. T. von feinsten Flüssigkeitseinschlüssen durchlöchert. Am gleichen Korn sind mitunter Schachbrettalbitlamellen neben unverzwilligten Bereichen zu beobachten.

Muskowit-Serizit nur schwach geregelt.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Pyrit, stäbchenförmiger Ilmenit, wenig Granat mit Muskowit in Rissen und randlicher Chloritisierung.

6. Serizit-Schiefer bis Phyllite

Unsystematisch verteilte, lokale Einlagerungen in den Paragneisen sowie auch in den Mischgneisen. Sie gehen durch zunehmende Verschieferung und Zerreibung aus den obigen hervor. Die Serizitmenge steigt bis 70%, die Korngrösse sinkt unter 0,05 mm. Erzimprägnationen kleinen Ausmasses sind gern an sie gebunden.

7. Serizit-Muskowit-Quarzite

Im südlichen Altkristallin bedeutend häufiger als im N.

Makroskopisch: Weiss mit Grüntich, fein- bis mittelkörnig, oft relativ massig. Meist ist das Gestein äusserlich bräunlichgelb angewittert und birgt zahlreiche bis mm-grosse Pyrite. Turmalinimprägnationen sind hier nicht selten, einerseits als feinstkörnige, z. T. verworfene Lagen, anderseits als mehrere mm dicke, gutbegrenzte Adern, deren Anlage von der s-Fläche völlig unbeeinflusst bleibt.

Mikroskopisch:

Quarz (80—90%): In einem gleichkörnigen, polygonalen bis auffällig verzahnten Grundgewebe sitzen einzelne grössere, undulöse, teilweise gestreckte Körner, des öftern mit Böhmischer Streifung. Bemerkenswert ist hier der oft hohe Rekristallisationsgrad des Quarzes, ist er doch in einzelnen Schlifflen vollständig mit feinstem Serizit gefüllt und feinzackig begrenzt. Auf den ersten Blick ist er mit Albit zu verwechseln, doch ist die Lichtbrechung eindeutig höher. In Muskowit eingeschlossene Quarzbereiche sind auch hier unbeanspruch.

Serizit-Muskowit: Serizit herrscht in diesen Typen allgemein vor, strähnig oder fetzig. Die erwähnten Einschlüsse im Quarz sind immer bedeutend feiner und weniger geregelt als im Grundgewebe, da sie im ersteren vor weiterem Wachstum geschützt, gleichsam konserviert wurden. Da zwischen Serizit und untergeordnetem Muskowit Grössenübergänge bestehen, darf beschränkt Sammelkristallisation angenommen werden. Wenn Muskowit undulös und seitlich zerfranst ist, ist seine Zerreibung zu Serizit wahrscheinlicher. Erzinfiltrationen sind deutlich an Glimmerlagen gebunden.

Albit ganz untergeordnet, nie verzwilligt.

Turmalin: d oft 0,2 mm. Idioblastisch stengelig, z. T. fächerartig oder fleckig, sodann isometrisch rundlich längs Lagen. Übrige Eigenschaften wie in

Gruppe 4. Er beschränkt sich auf feinkörnige Quarzpflaster, ist gegen grössere Quarzlinsen gern etwas angereichert und füllt auch ihre Risse aus. Er umschliesst idioblastischen Muskowit, längs dessen Spaltbarkeit er sich ansiedeln kann.

Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Epidot mit Orthitkern, Titanit, Kalzit, häufig Pyrit, Ilmenit.

b) FELDBEOBACHTUNGEN

I. Nördliche Paragneise

Die weitaus überwiegenden Muskowit-Chloritgneise zeichnen sich durch sehr uneinheitliche Textur aus. Fast massige Typen gehen über in extrem schiefrige und weiche: homogene, monoschematische Gneise wechseln ab mit feinflatschigen.

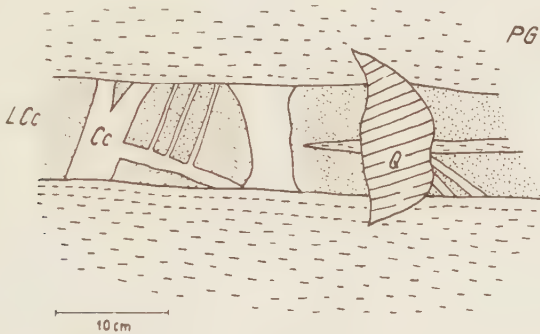


Fig. 1. Kalzitlinse im Paragneis (PG): Kalzit (Cc) mit wenig Quarz, rötlichbrauner, limonitischer Kalzit (LCC), Quarz (Q) mit Kalzitklüften. Rossboden.

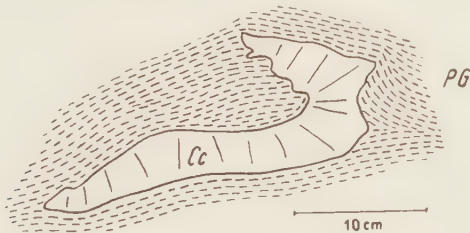


Fig. 2. Verbogene, geklüftete Kalzitschmitze (Cc) im Paragneis (PG). Chlorit im Gneis schmiegt sich ihren Rändern an. Rossboden.

In diese sind nun verschiedenenorts linsige Gebilde eingeschaltet. Einerseits handelt es sich um mehrere dm grosse, weiss-graugesprenkelte Quarzlinsen, die dadurch entstanden, dass eine erste gräuliche Quarzgeneration zerbrochen und durch eine jüngere wieder verkittet wurde. Andererseits sind am Nordrand gegen das Permokarbon hin Quarz-Kalzit-

linsen mit kleinen Chloritnestern häufig. Beim Kalzit lassen sich verschiedenenaltrige Kristallisationsakte auseinanderhalten. Eine solche Linse baut sich beispielsweise zur Hauptsache aus massigem, limonitischem Kalzit auf, der von scharfbegrenzten weissen Kalzit-Quarzadern durchschwärmt wird. Diese beiden Kalzitgenerationen werden dann noch von Quarz durchschlagen, in dessen Klüften sich abschliessend feine eisenschüssige Kalzitfilme abgesetzt haben (Fig. 1). Des weiteren stellt man gelbliche, z. B. 30 cm lange, herausgewitterte Kalzitschmitzen fest, die eigentümlich verbogen sein können und geklüftet sind. Benachbarte Chloritlagen im Paragneis schmiegen sich zum Teil den Umrissen dieser Gebilde an (Fig. 2). In Klüften stellt sich blättriger Kalzit zu den Kluftwänden senkrecht.

Im östlichsten Teil, d. h. wenig westlich der Val Gronda, werden diese Gneise ausgesprochen kakiritisch, serizitreich und zerfallen leicht unter dem Hammer. Zwischen die Gesteinstrümmer hat sich etwa brauner Siderit eingenistet. Im tektonischen Teil (S. 439) wird der Versuch unternommen, diese Zerrüttung des Gneises gerade an dieser Stelle zu begründen.

II. Südliche Paragneise

In diese hellen Gneise schalten sich zahlreiche Lagen von grobblättrigem Muskowit ein, d. mehr als 1 cm, deren pegmatitische Abkunft aber angezweifelt werden muss, befinden wir uns doch hier in grosser Entfernung von sicheren Pegmatiten. Schwierig zu erklären sind auch Phänomene an den Rändern von Quarzadern und -nestern mit Mächtigkeiten bis 5 m. Im umgebenden Gneis wird die s-Fläche nämlich deutlich abgelenkt, und peripher schwimmen im stark und unregelmässig geklüfteten Quarz desorientierte Gneisbrocken. Nur ein Teil solcher Quarzfüllungen dürfte somit als lateralsekretionäre Produkte aufgefasst werden. Aktiv eindringende hydrothermale, evtl. aus pegmatitischen Restschmelzen sich weiter entwickelnde quarzreiche Lösungen können an der Ausfüllung dieser Räume mitgewirkt haben.

Klüfte in diesen Gneisen sind, wenigstens in der mittleren Alp Cavel, des öfters gebogen. Zusammen mit dem wiederholten Wechsel der Streichrichtung im Gneis deutet dies darauf hin, dass sich die weiter im E beginnende ausgedehnte Sackung noch bis weit nach W bemerkbar macht.

Für beide Einheiten charakteristisch ist die ausgesprochene Armut an Gängen. Zwar lassen sich in ihnen Lagen mit grobkörniger Ausbildung ausscheiden, doch fehlen diesen Feldspäte durchwegs.

c) GENESE DER PARAGNEISE

Die Paranatour des nördlichen Komplexes wird wahrscheinlich gemacht:

1. Durch den allgemein hohen Gehalt an Biotit und aus ihm alpin hervorgegangenem Chlorit, welch letzterer die Gesteine immer grün bis graugrün färbt. Bis 60 Vol.%, meistens aber 20—30%, in den untergeordneten Schiefern etwas mehr, bis 60%. Der Muskowit tritt mengenmässig hinter dem Chlorit zurück, meist zwischen 10 und 20%.

2. Beim mikroskopischen Schliffstudium ist das durchgängige Fehlen von K-Feldspat kennzeichnend. Erst weiter im S, im Gebiet der Inneralp, beginnt er sich in geringeren Mengen einzustellen, während der Biotitgehalt unter 10% sinkt.

3. Anzeichen von magmatischen Strukturen konnten nie gefunden werden. Sie sind weitaus vorwiegend porphyroklastisch, bei grossem Glimmergehalt lepidoblastisch. Innerhalb eines Dünnschliffes lassen sich keine geschlossenen Bereiche unterschiedlicher Struktur auscheiden. Diesem Argument ist aber kein grosses Gewicht beizumessen, denn solche Strukturunterschiede, wie sie Mischgneise aufweisen, wären durch die ausgeprägte alpine Kataklase verwischt worden.

4. Im Felde erscheinen diese Gneise einheitlich grünlich oder führen vereinzelt dünne Linsen oder Lagen hellen Materials, bestehend aus Quarz oder Quarz und Albit. Auch HUBER (1943) und AMBÜHL (1929) beschreiben solche kleinen, hellen Augen und nehmen eine leichte Alkalisierung an. Ersterer wird vor allem durch den relativ hohen alk-Gehalt einer Paragneis-Analyse, nämlich 23, zu dieser Ansicht geführt. Mit Recht betont E. NIGGLI (1944), dass das Permokarbon, das sicher als rein sedimentär, ohne magmatische Beeinflussung, angesehen werden muss, Gesteine mit sehr hohem alk enthält, z. B. ein permischer Magnetit-Albitphyllit der Val Gierm mit alk = 24. Auf Veranlassung von E. NIGGLI wurde ein feinkonglomeratischer Verrucano von Flond (SW Ilanz) chemisch analysiert, dessen alk sogar bis 30 ansteigt. Nach der Zusammenstellung von HUBER (1943) macht es zwar den Anschein, dass die alk-Zahl ungefähr 20 für die Paragneise des GM repräsentativ ist und nur wenig schwankt, doch wird diese geringe Streuung vielleicht nur durch einseitige Auswahl von Analysenmaterial vorgespiegelt, da der Chemismus von Sedimenten und ihren Derivaten allgemein über grössere Räume beträchtlichen Schwankungen unterworfen ist. Wahrscheinlich war der analysierte Paragneis schon als unmetamorphes Sediment arkoseartig mit reichlicher Feldspatführung. Solche hellen Feldspatbereiche können

somit primäre Absatzschichtung darstellen. Mit gleichem Recht könnten sie aber auch durch interne metamorphe Differentiation ohne Stoffzufuhr entstanden sein (Entekt im Sinne SCHEUMANNs, 1936). Das Material der hellen Bereiche würde dann ihrer unmittelbaren Nachbarschaft entstammen. Für eine solche Entstehung würde auch die Tatsache sprechen, dass wir uns hier weitab von einem Eruptivstock herzynischen oder höheren Alters befinden und deshalb Gänge eine grosse Seltenheit sind.

5. Solche undeutlich flatschigen Gneise kommen ganz lokal in unsystematischer Verteilung vor.

Ursprünglich, d. h. vor der herzynischen Metamorphose, müssen in diesen Räumen Tone bis Sande vorgelegen haben, die dann herzynisch zum mindesten unter mesothermale Bedingungen gerieten. Es bildeten sich vorwiegend Zweiglimmergneise. Diese wurden dann zur Zeit der alpinen Orogenese unter nicht sehr mächtiger Bedeckung differentiell stark durchbewegt und erhielten unter Mitwirkung von relativ viel Wasser einen ausgesprochenen Epi-Mineralbestand aufgeprägt.

Nach WINTERHALTER (1930) werden diese Paragneise gegen das Permokarbon hin karbonatreicher. Eine solche Faziesveränderung drängt sich zwar beim Studium meiner Schliffe weniger auf, doch ist es nicht ausgeschlossen, dass die zahlreichen Kalzit- und Kalzit-Quarzschnitzen im N mit dem primär höheren Kalkgehalt des Gneises in Zusammenhang zu bringen sind. Diese nördlichsten Paragneise zeichnen sich teilweise durch hohen Serizitreichtum und Biotitarmut aus und sind dann gegen das Permokarbon kaum abzugrenzen. Daran mögen die im N stärkeren Differentialbewegungen, die auch eine Verschuppung mit dem Permokarbon bewirkten, schuld sein, oder auch der Umstand, dass diese Gneise nie unter solche Bedingungen gerieten, dass sich eine nennenswerte Mesofazies entwickelte.

Der südliche Komplex ist in sich variabler und noch weniger geschlossen als der nördliche. An seinem Aufbau beteiligen sich vor allem quarzreiche und muskowitzführende Gesteine. Die primäre Fazies war hier demnach etwas sandiger und eisenärmer als im N: gegen E wird sie toniger und mehr eisenschüssig.

Um die beschriebenen Paragneise in einen weiteren Rahmen zu stellen und um sie mit genetisch analogen Gesteinen im übrigen GM und im Altkristallin sensu lato zu vergleichen, seien im folgenden noch einige Versuche näher beleuchtet, das Parakristallin der Zentralmassive zu gliedern. Dabei ist allgemein mit erheblichen Schwierigkeiten zu rechnen, sind doch die Paraserien von benachbarten Eruptivherden stofflich häufig beeinflusst. Zudem wurden sie von verschiedenen Metamorphosen

in wechselndem Grade überprägt. Es müssen immer möglichst grosse Räume untersucht werden, da diese Gneise im kleinen hinsichtlich quantitativem Mineralbestand und Textur starkem Wechsel unterworfen sind, im grossen sich aber sehr ähnlich bleiben. In jüngerer Vergangenheit hat E. NIGGLI (1944) versucht, das Paramaterial des GM aufzugliedern. Es werden dabei 6 verschiedene Serien ausgeschieden, von denen jede durch eine bestimmte Faziesentwicklung und vermutlich einheitlichem Alter gekennzeichnet ist:

- I. Basische Gneise mit Kalksilikateinschlüssen im S seines Gebietes.
- II. Saure Gneise mit spärlichen Amphiboliten, entsprechend Gurschengneis, Paradisgneis, evtl. Guspisgneis.
- III. Saure Gneise mit reichlichen Amphiboliten, Motta-naira-Zone von HUBER (1943).
- IV. Tremola-Serie.
- V. Zonen des Piz Tenelin und des Piz Borel.
- VI. Gneise am Nordrand des GM.

Die Serien I—III werden als vorstreifengneisisch angesehen, da sie alle durch wechselnde Injektion charakterisiert sind, die Serien IV—VI als nachstreifengneisisch, jedoch vorgranitisch, da ihnen deutliche Injektion fehlt und z. T. kohlehaltige Schiefer eingelagert sind. Häufig auftretende Quarzite dürften für diese jüngeren Serien als Leitgesteine angesprochen werden. In diesem Falle müsste der kleinere, südliche Paragneiskomplex meines Untersuchungsgebietes als zur jüngeren Serie gehörig betrachtet werden, da in ihm Serizitquarzite häufig sind und Anzeichen einer Injektion fehlen. Die Zugehörigkeit des nördlichen Paragneiskomplexes zu den älteren Serien ist wahrscheinlich, fehlen ihm doch Quarzite. Am ehesten liesse er sich noch unter die Serie III einordnen, da in ihm reichlich noch im folgenden zu beschreibende Amphibolite auftreten. Er wird somit, wenigstens was seine mehr südlichen Teile anbelangt, als älter als die Streifengneisintrusion aufgefasst. Der Mangel an Injektionserscheinungen lässt sich zwangslos durch die Tatsache erklären, dass diese Gesteine weitab von Intrusivkörpern liegen.

Über das genaue geologische Alter lässt sich, wie im Altkristallin üblich, nichts aussagen, da diese polymetamorphen Gebilde keine Fossilien mehr beherbergen. Ebenso sind sie frei von Eruptivgesteinen, die als grobe Zeitmarken dienen könnten. Es bleibt uns noch übrig, nach

Möglichkeit eine stratigraphische Abfolge der Paraserien zu erkennen zu suchen, die zwar durch mehrfache Metamorphose verwischt sein kann. Unter Umständen können auch kleinräumige Einlagerungen Leithorizonte darstellen. Diese Fragen betreffend hat 1948 R. STAUB einen interessanten Beitrag geliefert, indem er in Analogie zu den bedeutend klareren Verhältnissen im baltischen Schild vorschlägt, das alpine Grundgebirge in drei verschiedene Serien aufzuteilen:

1. Eine jüngste, lediglich epimetamorphe Casannaschiefer-Gruppe, entsprechend der jotnischen Serie im N, mit oberalgonkischem Alter.
2. Marmor- und Kalksilikatserien, entsprechend den nordischen kalevisch-jatulischen Gliedern mit etwa unteralgonkischem Alter.
3. Ein alpiner Basalkomplex, dessen Mineralien der Meso- bis Katazone angehörig sind, d. h. vor allem Biotit, dann Disthen, Staurolith, Granat usw. Er würde dem arachäischen Kristallinkomplex im nordischen Grundgebirge entsprechen.

Im Hinblick auf mein Untersuchungsgebiet könnte man geneigt sein, die allerdings eher zurücktretenden Epigneise gerade südlich des Permokarbons der Casanna-Schiefer-Gruppe beizuordnen: die daran anschliessenden Biotit- und Chloritgneise würden der Gruppe 3 angehören. Die sporadischen Kalzitlinsen wären dann spärliche Reste von 2. Die von STAUB geltend gemachte Winkeldiskordanz von $30\text{--}50^\circ$ zwischen Casannaschiefern und Basalkomplex ist im östlichsten GM nirgends sicher angedeutet, sie könnte aber durch die herzynische und vor allem die alpine Orogenese ausgelöscht worden sein. Der starke mechanische und mineralumbildende Einfluss der letzteren lassen dieses Gebiet für verbindliche Gliederungsversuche des Altkristallins als ungeeignet erscheinen.

B. Amphibolite

I. Die nördlichen Amphibolite

Sie sind deutlich auf die nördlichen Paragneise beschränkt (Vorderalp, Rossboden), in denen sie in konkordanten, z. T. perlschurartigen Zügen angeordnet sind. Eine weitergehende Aufteilung in strukturell und mineralogisch unterschiedliche Typen lässt sich nicht rechtfertigen, sind die Gesteine einander doch sehr ähnlich. Ausgesprochene Chorismite (Stromatite, Phlebite oder Merismite) lassen sich nirgends auffinden.

a) DIE GESTEINTYPEN

1. Albit-Amphibolite

Makroskopisch: Vorwiegend massig und feinkörnig mit schwärzlichgrüner Farbe. Neben gleichmässig feingesprenkelten mehr feinlagige Typen. Sie zeichnen sich durch grosse Härte und hohes spezifisches Gewicht aus. Gern braun angewittert. Bei stärker schiefrigen Varietäten wird der Hauptbruch von einer dünnen Serizithaut überzogen, jedoch nie Muskowit.

Mikroskopisch:

Hornblende (50—80%): Beliebig orientiert mit angedeuteter Idiomorphie. Verzwillingung sowie Effekte der Beanspruchung, d. h. undulöse Auslöschung, Mörtelbildung etc. fehlen durchwegs, d häufig 2 mm. Als Einschlüsse nur feinsten Kalzit. Die Begrenzung gegen den Albit ist relativ glatt oder gebuchtet. Der Pleochroismus wechselt nur unbedeutend, nämlich n_z schwach bräunlichgrün, n_y gelbbraunlich, n_x schwach gelb bis farblos. Die Farbe ist meist fleckig verteilt, wobei die Ränder oft schwächere, z. T. schwach bläuliche Tönung zeigen. Mit dem U-Tisch wurden u. a. folgende Achsenwinkel und Auslöschungsschiefen (s. C. BURRI, 1931, 1950) bestimmt:

Achsenwinkel -2° V	76°	82°	70°	74°	80°	80°	78°
Auslöschungsschiefe n_z/c	17°	14°	21°	13°	13°	14°	19°

Wegen dem allgemein hohen Achsenwinkel (grösser als 70°), der relativ niedrigen Auslöschungsschiefe und dem schwachen Pleochroismus handelt es sich hier um eine aktinolithische Hornblende. Für reinen Aktinolith, der nach WINCHELL (1951) $n_y = 1,633$ besitzt, ist die hier an verschiedenen Handstücken gemessene Lichtbrechung $n_x \sim 1,635$, $n_z \sim 1,655$ etwas zu hoch.

Sehr oft ist sie randlich oder von den Spaltrissen aus in Chlorit umgewandelt und leitet so zur Gruppe 2 über. Ganz vereinzelt stellen sich etwas eisenreichere, starker pleochroitische Varietäten ein mit durchschnittlich grösserer Auslöschungsschiefe.

Plagioklas (10—30%): Meist stark serizitisiert und nicht geregelt. Allgemein besser rekristallisiert als in den Gneisen, was sich durch zahniges Ineinanderwachsen manifestiert. Die etwa anwesenden Lamellen i. allg. breiter als in den Gneisen; Albitgesetz, weniger nach dem Periklingesetz. Alle Übergänge von buchtigem Einwachsen des Plagioklases in die Hornblende bis zur vollkommenen Isolierung einzelner, in Gruppen gleich auslöschender Hornblendeüberbleibsel lassen sich verfolgen. Die in allen Schlifflen auftretende ausserordentlich dichte Mikrolithenfülle aus Serizit oder/und Zoisit verhindern leider eine genaue Feststellung des Anorthitgehalts mit dem U-Tisch, doch weisen Auslöschung (Maximum für die Zone senkrecht (010) im Mittel -9 bis -13°) sowie Lichtbrechung auf Albit bis sauren Oligoklas hin. Es scheint sich als Regel herauszustellen, dass bei reichlichem Titanitgehalt der Zoisit an Menge stark zurücktritt und umgekehrt. Diese beiden Ca-reichen Mineralarten dürften sich bei unterschiedlichen Bedingungen gebildet haben und schliessen sich gegenseitig aus. Das für ihre Kristallisation notwendige Ca entstammt dem ursprünglich sicher basischeren Plagioklas. Dieser ist aber bei der allgemein herrschenden Diaphthorese trotz der Anwesenheit relativ basischer Gemengteile nur als Albit bestandfähig.

Chlorit in wechselnder Menge. Zum grösseren Teil ein Zersetzungsprodukt der Hornblende, zum kleineren von noch reliktitisch auftretendem Biotit. Im ersteren Fall dringt er von den Rändern her in die Hornblende und füllt ihre Spalttrisse, im letzteren bildet er mit parallel eingewachsenem Serizit und zahlreichen kleinen Erz- und Leukoxenkörnchen gefüllte Pseudomorphosen nach dem Glimmer. Letztere verhalten sich gegen Hornblende idioblastisch und durchspiesen sie. Pleochroismus sehr schwach; anormale blaue und braune Interferenzfarben.

Zoisit (bis 40%): Meist kleine, isometrische Körner mit d 0,1 mm, in Ausnahmefällen sammelkristallisiert, mit d $\frac{1}{2}$ mm und gut sichtbarer Spaltbarkeit. Leicht bräunlich gefärbt, am Rande etwas blasser. Als Zersetzungsprodukt des Plagioklases mitunter nach den Lamellen orientiert.

Titanit mit Briefcouvertform, eckengerundet in Haufen, mit d oft 0,1 mm. Im Zentrum sitzen oft konkav gebuchtete Erzkörner, die anscheinend resorbiert wurden. In keinem andern Gestein so häufig wie hier.

Quarz fehlt meistens, vereinzelt als schwach beanspruchte Linsen, mit Kalzit in den Rissen. Auch längs der Spaltbarkeit der Hornblende ausgeschieden.

Nebengemengteile: Apatit, vereinzelt bis 2 mm d , rundlicher Kalzit, schwach hellgrün pleochroitische Nadeln einer wohl jüngeren Hornblendegeneration sind etwa an den Rändern der älteren, stärker pleochroitischen aufgewachsen.

Durchschlagende, schmale Kluftfüllungen aus Zeolith, n ca. 1,520 mit stark undulöser Auslöschung. Eingeschlossener Chlorit zeigt auffällige wurmförmige Resorptionsformen. Struktur nematoblastisch, z. T. mit schwacher intergranularer Implikation, darnach kataklastisch überprägt.

2. Chloritgneise (bis -schiefer)

Vorwiegend an die Ränder von 1 gebunden.

Makroskopisch: Dunkelgrüne, fast massige Gneise, welche leicht unter dem Hammer zerfallen, da sie oft ansehnliche Mengen von Kalzit enthalten.

Mikroskopisch (Fig. 3):

Albit (60—70%): Kristalloblastisch linsig und feingezackt, d 0,5 mm. Neben dem eher spärlich eingeschlossenen Serizit ist hier massenhaft feinsten Chlorit charakteristisch. Er ist im Wirtplagioklas völlig statistisch verteilt, hält sich also nicht an bestimmte Spaltbarkeiten. Es ist naheliegend, anzunehmen, dass der Albit zertrümmert wurde, von chloritführenden Lösungen imprägniert wurde und wieder rekristallisierte. Damit lässt sich aber nur schwer die gut entwickelte Lamellierung nach Albit- und Periklingesetz in Einklang bringen. Diese Lamellen sind häufig verbogen. Vereinzelt Quarztropfen. Mit dem U-Tisch wurde ein An-Gehalt von 5% ermittelt.

Chlorit (30—50%): Neben den feinen Einschlüssen im Albit auch als grössere Blätter, die ihn umflasern. Säume feinsten Erzkörner, Epidot und Rutilnadeln sprechen für primäre Anwesenheit von Biotit, der reliktitisch noch auftritt. Andere Blätter sind vollkommen einschlussfrei und leiten sich von Hornblende her. Einachsige negativ, $n \sim 1,620$, entweder ein Prochlorit oder ein Glied zwischen Amesit und Daphnit.

Kalzit (bis 30%): unregelmässig verteilt oder kristalloblastisch, baut meistens mit Albit und etwas Quarz ein feinkörniges Grundgewebe auf.

Unter den Nebengemengteilen ist vor allem der Titanit erwähnenswert, dessen Idioblasten bis 1,2 mm d erreichen. Ilmenit wird von Leukoxen umkränzt. Struktur poikiloblastisch-kataklastisch.

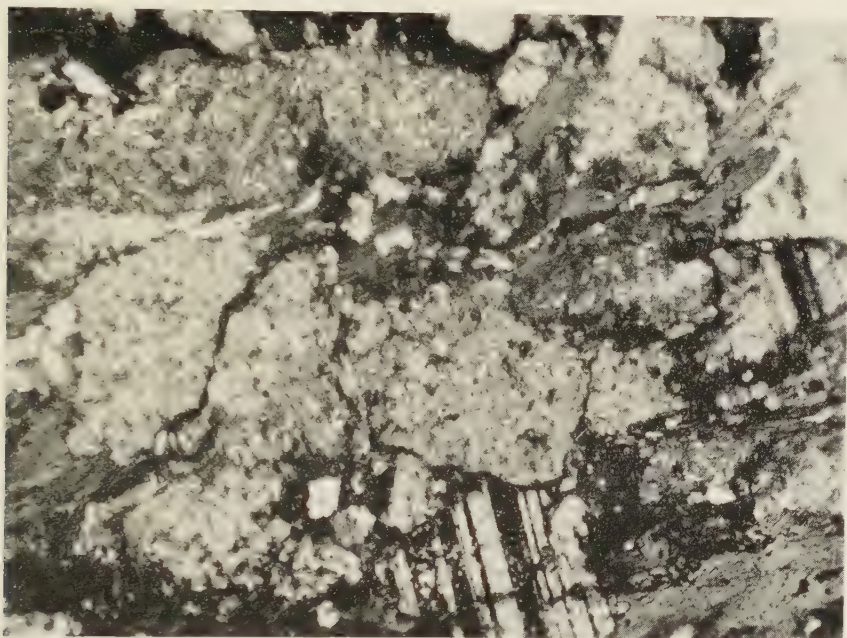


Fig. 3. Mit feinstem Chlorit und Serizit gefüllte Albitporphyroblasten, die z. T. schöne Lamellierung zeigen. Zwischen ihnen liegen gut geregelte gröbere Chloritblätter (dunkelgrau). Chloritgneis randlich von Amphibolit. Nördlich Piz Titschal. Vergr. 76 \times , + Nic.

Sowohl in den frischen Amphiboliten wie in ihren oben behandelten Derivaten treten nun weisse, scharfbegrenzte Albit- oder Quarz-Albitnester auf, die zertrümmert und später wieder mit Kalzit verkittet wurden. Sie senden, vor allem wenn der Amphibolit massig ist, Apophysen ins Nebengestein, die gegen ihre Enden hin verschiefert werden. Wenn die s-Fläche des Amphibolits ausgeprägter erscheint, so werden diese Nester langgezogen und bandartig.

Mikroskopisch:

Albit weitaus überwiegender Gemengteil. Als isometrische, lokal schwach idiomorphe Kristalle, d bis 7 mm, die randlich miteinander feinverzahnt sind. Serizitfülle locker. Verschiedentlich finden sich scharfbegrenzte, einschliessfreie, bandartige, wurmförmige oder rundliche Bereiche im Innern. Die durchgängig feinen Lamellen, die nur Teile eines Kornes einnehmen können, sind oft flexurartig

verbogen oder verworfen. Dazu fast vertikalstehende, breitere und an den Enden rasch auskeilende Periklinlamellen werden von der Lamellierung nach dem Albitgesetz durchsetzt. Gruppenweise gleich auslöschender Tropfenquarz verbreitet. Fast immer sind kleinere Mengen von Schachbrettalbit vorhanden, der entweder vollkommen frisch ist oder dann feine Kalzitkörner enthält, jedoch nie Serizit. Mitunter sind kleine Myrmekittrümmer eingestreut. U-Tisch ergab $An\ 6\%, +2V = 76^\circ$.

Quarz (bis 30%): Stark zertrümmert und auf stärker schiefrige Teile beschränkt. Struktur granoblastisch, z. T. schwach hypidiomorph.

Ganz vereinzelt trifft man in diesen Gesteinen konkordante Bänder hellen Materials mit etwas geregelter Biotit. Bei der mikroskopischen Untersuchung eines grobkörnigen Bandes erkennt man bis $1\frac{1}{2}$ cm lange, feinstlamellierte Albite, die sich gegen Quarz etwa idiomorph verhalten. Zentimetergrosse Muskowite deuten eine Schieferung an. Wenig zertrümmerte Schachbrettalbite vervollständigen den Mineralbestand. Wahrscheinlich handelt es sich um spärliche Gangbildungen.

b) FELDBEOBACHTUNGEN, GENESE

Im grossen und ganzen lassen sich parallel zum Streichen der Paragneise grob zwei etwa 50 m breite Amphibolitzüge ausscheiden. Sie sind bereits auf der geologischen Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebietes von FR. WEBER (1924) eingezeichnet, ziehen aber bedeutend weiter nach E. bis in die Gegend des Rossbodensees. Diese Amphibolite bilden im Felde markante, dunkle Felsköpfe. Allgemein herrschen massige, einheitlich feingesprenkelte Typen vor, doch finden sich auch unscharf lagige. Diese Bänder, die meist nur wenige mm breit sind, zeigen eine charakteristische Fältelung, welche von der allgemeinen Streichrichtung vollständig unbeeinflusst bleibt. Ob diese Zeichnung als Fluidaltextur eines Eruptivgesteins gedeutet werden soll oder aber durch plastisches Verbiegen eines

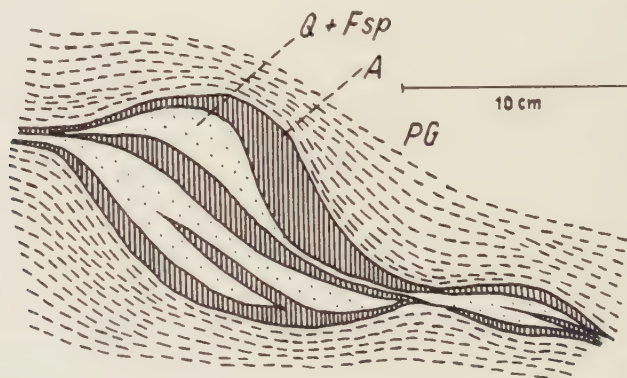


Fig. 4. Gewellte, scharf begrenzte Amphibolitlagen (A) im Paragneis (PG), dessen Chlorit sich ihnen anschmiegt (Q + Fsp Quarz-Albitgewebe). Vorderalp.

ursprünglich dolomitisch-mergeligen Sediments zustande kam, lässt sich kaum eindeutig abklären. Es wurde daher das Augenmerk um so mehr auf die Verbandsverhältnisse gerichtet. Vor allem am östlichen Ende dieser Züge, d. h. ca. 1.5 km WSW den Hütten der Vorderalp kann man konkordant im Paragneis teilweise scharf begrenzte, z. B. 3 cm breite Streifen grobkörniger, kaum geregelter Hornblende verfolgen, die mitunter stark gewellt sind, wobei sich der benachbarte Gneis diesen Formen anschmiegt und sich durch Chloritarmut auszeichnet (Fig. 4). Diese monomineralischen Hornblendebereiche besitzen auch Linsenform (z. B. 10 auf 30 cm). Je schwächer sie werden, um so mehr stellen sich die Hornblendestengel parallel, vor allem bei grobem Korn. Es wäre aber verfehlt, bei diesen Gebilden ohne weiteres von magmatischer Entstehung zu sprechen, vermitteln doch häufig auch allmähliche Übergänge von reinem Paragneis zu Amphibolit. Weiter gegen W werden die Kontaktverhältnisse noch schwieriger deutbar, weil sich der Amphibolit randlich oder dann streckenweise im Streichen in einen intensiv grünen, kalkreichen Chloritgneis bis -schiefer umgewandelt hat (s. Gruppe 2). Dass es sich hier um ursprüngliche Amphibolite handelt, wird neben den mikroskopischen Befunden dadurch plausibel gemacht, dass diese grünen Gesteine oft helle, dünne, gefaltete Lagen ganz analog den unveränderten Amphiboliten aufweisen, die wiederum ganz beliebig verlaufen. Die Annahme ist naheliegend, dass sich diese Chloritisierung ohne wesentliche Differentialbewegungen vollzog.

In den erwähnten Albit- oder Albit-Quarzlinen und -nestern sind stellenweise cm-breite Flatschen parallelgelagerter Hornblende eingeschaltet. Die weissen Bereiche durchschlagende Klüfte, die mit Epidot und blätterigem Kalzit angefüllt sind, machen an den Amphibolflatschen halt.

Folgende Gründe deuten bei diesen hellen Nestern auf lateralsekretionäre Herkunft:

1. Genau wie ihr Muttergestein (Amphibolite) führen sie nur untergeordnet Quarz und gar keinen K-Feldspat.
2. Diese Nester sind isoliert, ohne Zufuhrkanäle.
3. Hornblende reichert sich in ihrer Nachbarschaft häufig relativ etwas an, da der Albit abgewandert ist.
4. Der Rand ist durchwegs scharf; es fanden mit dem Amphibolit keine Reaktionen statt, da niedrige Temperaturen herrschten.

Neben der Herleitung der Amphibolite aus Magmatiten, z. B. Gabbros, Ophiolithen oder aus Sedimenten kommen noch prinzipiell andere

Entstehungsmöglichkeiten in Frage, z. B. durch mg-Metasomatose von kalkreichen Tonen, durch fm-Metasomatose von Glimmerschiefern, kalkreichen Sedimenten oder sogar von Quarziten, durch Granitisation von Kalken (s. HUBER 1943, S. 226). Solche Prozesse sind aber an sich differenzierende Magmenherde gebunden und sind für das Untersuchungsgebiet auszuschliessen.

Ein endgültiger Entscheid, ob hier Para- oder Ortho-Amphibolite oder beide gemischt vorliegen, kann nicht mit Sicherheit gefällt werden. Für Paranatur würde vor allem die Beschränkung auf Sedimentgneise sowie auch die doch zahlreichen Übergänge zu diesen sprechen. Chorismatische Typen mit breiten, scharfbegrenzten, aplitischen Lagen, wie sie HUBER (loc. cit.), WINTERHALTER (1930) oder AMBÜHL (1929) beschreiben, wurden keine gefunden.

II. Die südlichen Amphibolite

An der Strasse Vrin-Lumbrin stehen verschiedentlich den südlichen Paragneisen eingelagerte Amphibolite an, deren Kontakte leider schuttüberdeckt sind.

Makroskopisch: Mittelkörnig mit undeutlicher Bänderung. Im Durchschnitt hornblendeärmer und weniger zäh als die nördlichen Vorkommen. Meistens schwach verschiefert mit etwas Serizit auf dem Hauptbruch. Von einem Netz von Kalzit-, Epidot- und Zeolithadern durchsetzt. Pyrit und Kupferkies gesellen sich bei.

Mikroskopisch:

Albit (bis 80%): Ovale, parallelorientierte, feinkörnige Zoisitflecken einschliessende Individuen, welche feinzapfig ineinandergreifen und deren Ränder einschlussfrei sind. Die feinen Einschlüsse sind oft nach den feinen Lamellen geregelt. An-Gehalt 2—5%, d bis 1 mm.

Hornblende (10—60%): d oft 0,6 mm. Der s-Fläche parallelgelagert. An den Enden gern zerfasert, mit undulöser Auslöschung. Sie ist stärker beansprucht als im N. Randlich und in Spaltrissen chloritisiert. Pleochroismus ausgeprägter als in I: n_z grün, z. T. mit Blaustich, n_x hellgelb mit Braunstich, fleckige Farbverteilung.

n_z/c	19°	20°	Bestimmung mit U-Tisch.
(-) 2 V	69°	72°	

Diese Hornblende steht einer gemeinen Hornblende näher als diejenige aus I.

Chlorit: Seine Menge kann auf Kosten von Hornblende bis 50% ansteigen. Umflasert den Albit, ist aber auch feinblättrig in diesem eingewachsen.

Nebengemengteile: Mit der Zunahme von Chlorit stellt sich auch vermehrt rundlicher, schwach brauner Epidot ein. Kalzit, plattig oder Adern, kataklastischer Quarz, Titanit, Apatit, idiomorphischer Pyrit d 0,5 mm, Ilmenit mit Leukoxenrand, Kupferkies. Vor allem in frischeren Typen ziehen des öftern mm-breite weisse Adern durch, deren Füllung sich u. d. M. als verfingerter, stark undulös

auslöschender Zeolith erweist. $-2V$ sehr klein, n um 1.520, wahrscheinlich Heulandit. In diesen Adern wurde trotz nicht unbeträchtlichen Mengen im Muttergestein nie Hornblende gefunden, jedoch häufig kleine wurm- bis gekrümmte Chlorite, welche mit der gleichen auffälligen Begrenzung auch im Kalzit eingebettet sind, der sie vom Zeolith übernommen hat und somit als jüngste Bildung aufzufassen ist (Fig. 5).

Struktur homöo-granoblastisch, bei reichlicher Hornblende nematoblastisch.

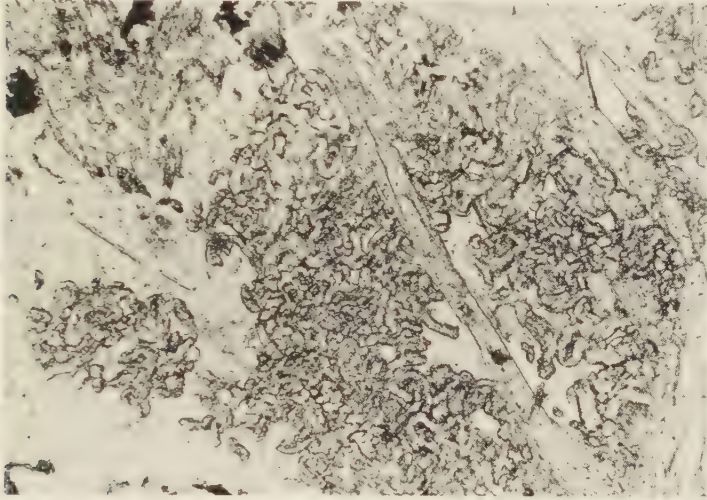


Fig. 5. Wurmformiger Chlorit in Zeolith (hell feingeschummert), nachträglich von leistenförmigem Kalzit (hellgrau) durchsetzt. Kluft in Amphibolit, Strasse Vrin-Lumbrein. Vergr. 96 \times , || Nie.

Die Mächtigkeiten der Vorkommen (bei der Brücke am Ausgang der Val Largia und wenig östlich von Nussaus) betragen 30–50 m. Ein weiterer Fundpunkt eines schöngebänderten, mittelkörnigen Amphibolits befindet sich südwestlich unter Nussaus.

Die Frage nach der Genese dieser südlichen Amphibolite muss durchaus offen gelassen werden.

C. Mikroklinführende Gneise

Weitaus der grösste Teil der Gneise, die das östlichste Altkristallin des GM aufbauen, führen mehr oder weniger Mikroklin. Wie schon oben erwähnt, gehen sie mancherorts in K-feldspatfreie Bereiche über, welche einem im Felde wegen ihrer beschränkten Ausdehnung und ihrem im allgemeinen den mikroklinführenden Gneisen recht ähnlichen

Aspekt (ähnliche Chlorit- und Muskowitführung) leicht entgehen und daher auch nicht sicher abgegrenzt werden können. Deshalb wurden sie auf der Kartenskizze nicht eingezeichnet. Da diese mikroklinführenden Gneise häufig 10 und weniger Vol. % K-Feldspat enthalten, wurde es unterlassen, sie als K-Feldspatgneise zu bezeichnen. Der qualitativ und vor allem auch quantitativ über grosse Räume nur unwesentlich und nicht systematisch schwankende Mineralbestand würde kaum berechtigen, in ihnen im Detail makroskopisch unterscheidbare Züge und Zonen auszuscheiden. Diese mineralische wie strukturelle Homogenisierung verdanken die Gesteine vornehmlich einer ausgeprägten alpinen Diaphthorese und Kataklaste.

Im Verlaufe ausgedehnter Feldbegehungen zeichnete sich aber doch im grossen eine gewisse Gesetzmässigkeit in der Verteilung der verschiedenen Gneistypen ab. Diese werden nun in fünf, im folgenden getrennt zu besprechende Grosseinheiten zusammengefasst, geordnet nach abnehmender Wichtigkeit (s. Fig. 6):

- I. Grünliche Flatschen- und Augengneise nördlich der Val Largia und westlich der Val Gronda, genannt die „zentralen Gneise“.
- II. Augengneise südlich der Val Largia.
- III. Homogene weiche, helle Muskowitgneise östlich der Val Gronda (auf der Karte von FR. WEBER (1924) als „Paragneise“ bezeichnet).
- IV. Homogene helle, z. T. grobkörnige Mu-Gneise im Raum Piz Lad, Piz Titschal.
- V. Augengneise in der unteren Val Gronda (auf der Karte von WEBER als „porphyrischer Granit“ ausgeschieden).

Gewiss haftet der Postulierung solcher Einheiten immer ein gewisses Mass von Willkür an, insbesondere dann, wenn es sich um hinsichtlich des qualitativen Mineralbestandes so ähnliche Bildungen handelt. Doch sollten in einem derartigen Komplex wenn irgend möglich Gliederungsversuche angestellt werden, auch wenn die Gefahr einer zu weitgehenden Schematisierung nicht immer gebannt werden kann. Analoges und Verwandtes soll vereinigt werden, so dass mehr oder minder ausgeprägte Gesetzmässigkeiten und Zusammenhänge auch zutage treten und uns über grossräumig einheitlich wirksame Bedingungen Aufschluss geben können.

Es ist von vorneherein klar, dass solche komplexe und abwechslungsreiche Gebilde, wie es die Gesteine sind, nach ganz verschiedenen Gesichtspunkten eingeteilt werden können, je nach den angewandten Un-

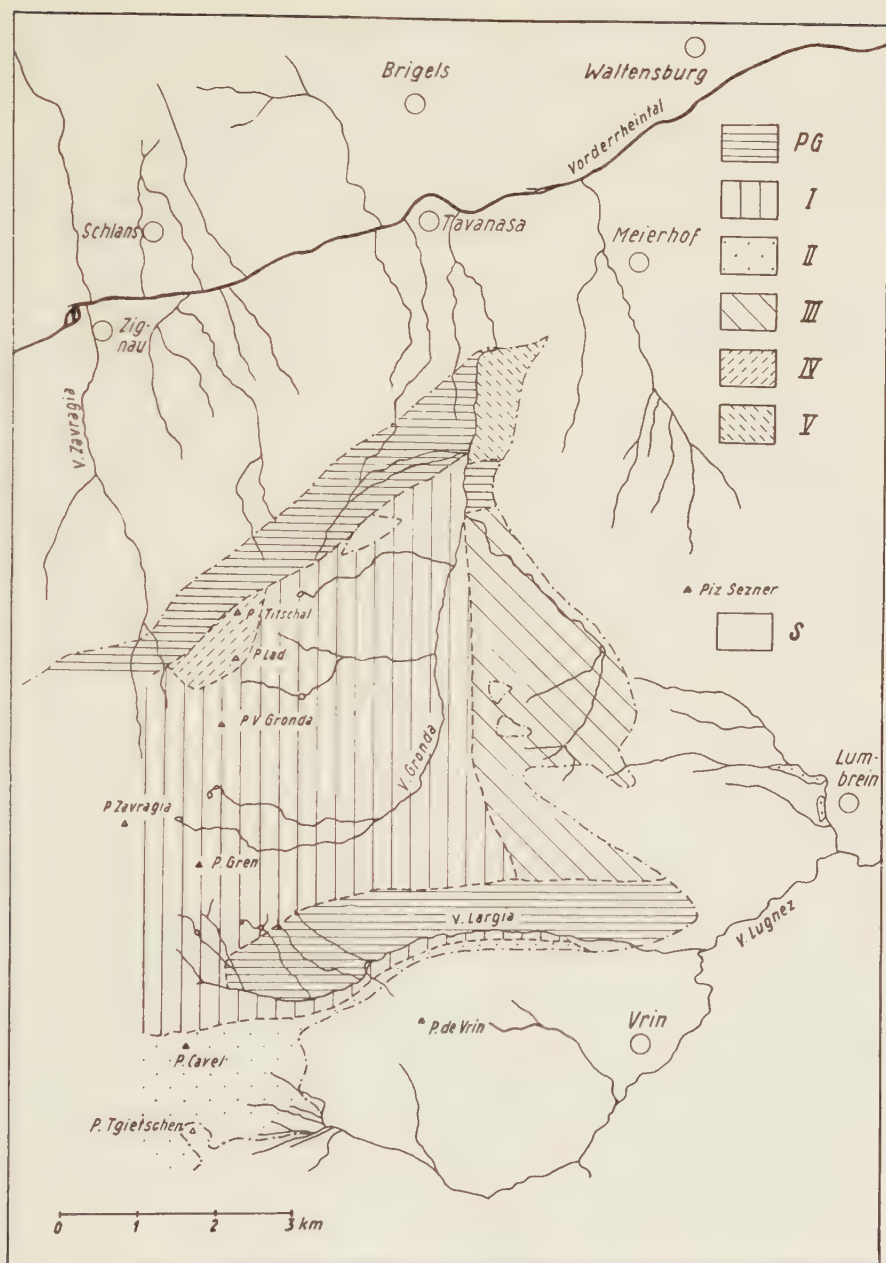


Fig. 6. Verteilung der verschiedenen Gneisserien im Altkristallin des östlichsten GM. PG = Paragneis, I = Serie I, II = Serie II, III = Serie III, IV = Serie IV, V = Serie V, S = nur alpin metamorphe Sedimente.

tersuchungsmethoden. Bei den in Frage stehenden Gneisen bestanden diese in der makroskopischen, vor allem strukturellen und textuellen Beurteilung im Feld sowie in der nachträglichen mikroskopischen Diagnose. Im allgemeinen Fall sollte bei der Zusammenfassung zu petrographisch einheitlichen Komplexen auf letztere grösseres Gewicht gelegt werden als auf erstere, da vor allem bei Injektionsgesteinen und den übrigen Metamorphiten Struktur- und Textureigenheiten stärkeren und unsystematischeren Schwankungen unterworfen sind als der qualitative Mineralbestand. Wenn aber, wie im vorliegenden Fall, über ausgedehnte Räume eine bestimmte Textur vorherrscht und in gleichem oder sogar stärkerem Masse als der Mineralbestand mithilft, die Geschichte des Gesteins aufzuklären, so bereitet bei der engen Verknüpfung dieser beiden Eigenschaften eine Gliederung der Gesteine nach einheitlichem Aspekt erhebliche Schwierigkeiten und lassen sich Kompromisse kaum umgehen.

Generell waren bei der Aufstellung obiger fünf Einheiten die mineralogische Zusammensetzung und damit im weiteren die Paragenese der verschiedenen Typen einerseits und der textuelle Habitus (Augen-, Flatschen-, Lagengneise) anderseits in gleicher Weise massgebend.

a) PHYSIOGRAPHIE, CHEMISMUS

I. Zentrale Flatschen- und Augengneise

Im kleinen sind diese Gneise sehr wechsellvoll. Auf kurze Distanz, vor allem quer zum allgemeinen Streichen, lösen sich Chlorit-Muskowitgneise bzw. -schiefer, Biotitgneise, Muskowitgneise und Muskowitquarzite ab. Biotitführende Typen treten im N gegen die Paragneise hin zugunsten chloritreicheren etwas zurück, sonst ist aber ihre Verteilung regellos. Im Hinblick auf diesen unsystematischen und kleinräumigen Gesteinswechsel wurde davon abgesehen, Komplexe bestimmter mineralogischer Zusammensetzung kartographisch abzugrenzen, was bei diesem Masstab auch sinnlos wäre und ohnehin stark mit subjektivem Ermessen behaftet wäre. Es wurden auf der Kartenskizze lediglich Bereiche einiger-massen einheitlicher, makroskopisch leicht feststellbarer Textur ausgeschieden, lagige und flatschige Typen einerseits und augige Typen anderseits. Eine Fläche bestimmter Signatur bedeutet aber nur: Vorherrschen der betreffenden Textur.

Mineralogisch lassen sich diese Gesteine prinzipiell in folgende 2 Hauptgruppen einteilen:

α) K-feldspatführende Gneise mit Plagioklas,

β) K-feldspatführende Gneise ohne Plagioklas.

α) K-feldspatführende Albitgneise

1. Biotit- bzw. Chloritgneise

Makroskopisch: Grünlich- bis bläulichgraue, fein- bis mittelkörnige Gneise mit weissen bis weissgrau gesprenkelten, undeutlich begrenzten Flatschen oder Lagen oder Augen, die bei reichlichem K-Feldspatgehalt dunkelgrau-bläuliche Farbe annehmen können. Auf der Schieferfläche gut geregelter mm-grosser Biotit und Muskowit.

Mikroskopisch:

Quarz (30–40%): Undulöse Porphyroklasten in gleichmässiger Verteilung oder als gelängte Kristalloblasten, die nachher zertrümmert wurden. Ihrer Längsachse geht oft n_e' parallel.

Albit (50–70%): Mehr oder weniger serizitisiert und zoisitisiert, mit teilweiser Regelung der Mikrolithe nach den Zwillingslamellen. Tropfenquarz, wenige Myrmekite, einschlussfreie Ränder deuten auf Rekristallisation hin. Daneben kann noch eine unzersetzte, feinerkörnige, evtl. jüngere Generation auftreten, die allein oder mit Quarz sich in undeutlich begrenzten Flatschen vereinigt. An-Gehalt beträgt 2%, war aber ursprünglich sicher höher (Zoisit!).

K-Feldspat, häufig 10%, jedoch bis 40%: Er ist nie undulös und immer ohne Zersetzungsprodukte. Perthitische Albitspindeln sind meistens dünn, kurz und spärlich und sind randlich etwas häufiger. Teilweise laufen sie einander parallel, teils sind sie völlig ungeordnet. Gitterung ist relativ selten und dann gern fleckenartig entwickelt. Mörtelkränze, wie sie vor allem Quarz, in vermindertem Masse auch Albit umgeben, sind ihm fremd. Längs seinen Spaltrissen ist öfters Quarz eingedrungen, welcher den K-Feldspat in vollkommen isolierte, optisch gleichorientierte Stücke zerlegen kann. Frischer Albit greift mitunter zungenartig in den K-Feldspat. Charakteristisch sind zahllose, in Flecken oder Reihen angeordnete Flüssigkeitseinschlüsse (s. S. 403), die den Kristall wie bestäubt erscheinen lassen. Schachbrettabbitisierung ist spärlich und scheint eher im Zentrum des K-Feldspats zu erfolgen.

Biotit (kaum über 10%): mm-grosse, gut geregelte Blätter, die vereinzelt zur Muskowit- und Serizitregelung auch schräg oder senkrecht stehen können. Pleochroismus n_z rotbraun, n_x gelb. Er umschliesst mit Vorliebe Apatit und Zirkon, der aber nicht immer von pleochroitischen Höfen umkränzt ist. Parallelverwachsung mit Muskowit ist verbreitet. Vom Rand her in Chlorit umgewandelt unter Ausscheidung feinsten Erz- oder Leukoxenmikrolithen. Als wahrscheinlich alpine jüngere Generation gesellt sich etwa feinblättriger (d max. 0,1 mm), unzersetzter Biotit mit von obigem abweichendem Pleochroismus dazu: n_z grünlich-braun, n_x hellgelb bis farblos.

Muskowit, Serizit mit oft besserer Regelung als der Biotit.

Neben den üblichen Nebengemengteilen ist chloritisierter Granat bemerkenswert.

2. Muskowitgneise

Makroskopisch: Allgemein heller als 1. Auf dem Hauptbruch häufig neben mm-grossem Muskowit eine feingefaltete Serizithaut.

Mikroskopisch ähnlich wie 1, nur ohne Biotit: Quarz, Albit mit schmalen,

oft auskeilenden, verbogenen oder versetzten Lamellen, K-Feldspat als rundliche Körner, meist unegittert und z. T. mit vollständig gleichmässiger Auslöschung, Muskowit. Bei den Nebengemengteilen fällt besonders bis 2 mm grosser Zoisit mit hellbrauner Färbung auf, der mit grobem Quarz und Albit in scharf begrenzten Linsen sitzt. Wahrscheinlich kristallisierte er aus herbeigeführten Kluftlösungen, ist doch das übrige Gestein frei von Zoisiteinschlüssen.

β) Quarzitische Muskowitgneise

Makroskopisch: Weissliche Gneise mit Grüntich, fein- bis mittelkörnig. Auf der glatten, gefalteten oder knotigen Schieferfläche sitzen mm-grosse, oft kaum geregelte Muskowite.

Mikroskopisch:

Quarz (70—90%): Kataklastisch in Linsen. Randlich rekristallisiert unter Einschluss feinsten Serizits.

K-Feldspat (10—30%): In Lagen oder unregelmässig zerstreut. Vollständig frisch, mit rundlicher Begrenzung. In Rissen und runden Bereichen sitzt Serizit. Quarz ist etwa amöbenartig bis dentritisch mit ihm verwachsen oder durchsetzt ihn mehr aderförmig. Die eher seltenen Albitspindeln werden etwa durch quarz-erfüllte Risse versetzt. Randlich und längs Spaltrissen dringt frischer Albit ein, so dass der K-Feldspat perthitähnlich wird.

Muskowit, resp. Serizit in Fetzen oder Streifen, innerhalb welcher er ungerichtet sein kann. Verbogen oder seitlich ausgefranst. Umfliesst grössere Quarze und K-Feldspäte, nicht aber kleinere Individuen.

Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Epidot, Rutil, Kalzit und wenig Erz.

Bei dieser Gruppe ist, wie allgemein üblich, bei Überhandnahme von Quarz nie Biotit oder Chlorit zu beobachten.

Struktur meistens porphyroklastisch bis lepidoblastisch.

Feldbeobachtungen

In der Mehrzahl der Fälle lassen sich makroskopisch (wie auch mikroskopisch) bei diesen «zentralen Gneisen» keine gut abzugrenzende, verschiedenartige Strukturbereiche auseinanderhalten. Solche mögen zwar präalpin vorhanden gewesen sein, sind aber durch die mit intensiven Differentialbewegungen zusammenhängende Kataklastik homogenisiert worden. Mischgesteine deutlich chorismatischer Natur, wie sie beispielsweise im Schwarzwald, im Tessin oder im Aarmassiv sichergestellt sind, treten im untersuchten Gebiet stark zurück. Insbesondere bei den lagigen und flatschigen Typen (z. B. Inneralp) sind helle und dunkle Gemengteile nie sauber getrennt. Die leukokratischen Bereiche setzen sich zusammen aus Quarz, Albit und K-Feldspat und übertreffen volumenmässig die undeutlichen, dunkleren Fläsern und Striche aus Biotit, Chlorit oder Muskowit um etliches.

Bei den überwiegenden, mehr flatschigen Typen vollziehen sich

von dunkelgraungrünen, beinahe monoschematisch erscheinenden Biotit- resp. Chloritgneisen über lagige bis flatschige, chloritarme Gneise zu eigentlichen K-feldspatführenden Quarziten mannigfaltige Übergänge, manchmal auf wenige m Distanz. Glimmerreiche, grünlich dunkle Varietäten nehmen beispielsweise ausgedehnte Partien am N-Hang des Schafskopfes ein, die mit metamorphen Amphiboliten (z. B. Voralp, S. 368) grosse Ähnlichkeit haben. Auf der geologischen Karte von FR. WEBER (1924) ist an jener Stelle auch ein Amphibolitzug eingezeichnet worden. Bei der näheren mikroskopischen Untersuchung stellte sich dieses Gestein als bis 40% Quarz führender Chloritgneis mit dünnen Lagen von Quarz und Schachbrettalbit sowie etwas K-Feldspat heraus. Bei den Amphibolitderivaten der Voralp ist aber gerade der minimale Quarzgehalt bezeichnend. Es wurde nördlich des Schafskopfs auch nicht jene überaus typische Fältelung der hellen Lagen gefunden. Es dürfte sich hier primär eher um einen Biotitgneis gehandelt haben, der reliktsch noch festzustellen ist. Ganz vereinzelt weist er auch weisse Augen auf.

Die hellen Spindeln sind oft von querstehenden feinen Klüftchen durchschlagen, die mit Chlorit gefüllt sind. In ihrer Nähe sind die Chloritlagen gern zusammengedrängt, wie «auf die Seite geschoben». In der Regel verläuft die Schieferfläche dieser Gneise über grosse Strecken gerade und ungestört, in untergeordnetem Masse wird sie gewellt und intensiv verbogen, z. B. bei Koord. 720.8/171.6. Die Anlage dieser textuellen Unregelmässigkeiten erfolgte herzynisch oder früher, da sie von geradlinigen Gängen durchschlagen werden.

Besonders in diesen flatschigen Typ sind nun später näher zu behandelnde Pegmatite und Aplite konkordant eingebaut, die von E nach W sowie von N nach S an Zahl und Mächtigkeit deutlich zunehmen. Mit ihnen in genetische Verbindung zu setzen sind wenigstens zum Teil die zahllosen, stark geklüfteten Quarzadern bis -nester, die mehrere m Durchmesser haben können. Ähnlich wie in den südlichen Paragneisen (s. S. 362) wird in ihrer Nachbarschaft die s-Fläche des Gneises auffallend stark abgelenkt oder es schwimmen in randlichen Quarzpartien Gneisbrocken. Solche Bilder lassen sich kaum durch reine Lateralsekretion erklären. Meistens sind diese Quarzräume taub, können aber vereinzelt Erze führen, z. B. Ilmenit (d 1 mm, röntgenographisch bestimmt), Hämatit (500 m E.P. Zavragia). Etwas häufiger tritt in ihnen Turmalin auf. So trifft man nordwestlich des Schafskopfgipfels konkordante, stark zerbrochene, oft 3 cm breite Quarzlagen mit schwarzen Turmalinbruchstücken, die durch eine jüngere, kompaktere Quarzgeneration miteinander verkittet wurden.

In der obersten Val Gronda (Koord. 723.6/171.2) fand sich ein heruntergestürzter, metergrosser Block aus Milchquarz und angrenzendem Flatschengneis. In ersterem liegen nun mehrere etwa faustgrosse, verschieden orientierte Stücke von Gneis, der auch im Verband abgelenkt und gefältelt ist. Diese Brocken sind nun ausnahmslos von einer wechselnd dicken Schicht (0.5 bis 4 cm) von grünlich-schwarzem, äusserst feinkörnigem Turmalin umgeben (s. Fig. 7).

U. d. M. fallen kleine Häufchen von olivgrünem, kurzstengeligem Turmalin mit d 0.04 mm auf. Gleichfarbiger Biotit ist durchschnittlich grösser entwickelt und beginnt sich in Chlorit umzuwandeln. Eine Tendenz des Turmalins, senkrecht auf der Spaltbarkeit des damit älteren Biotits, resp. Chlorits aufzuwachsen, scheint angedeutet. Der Turmalin ist wohl auch etwas jünger als die mise en place des

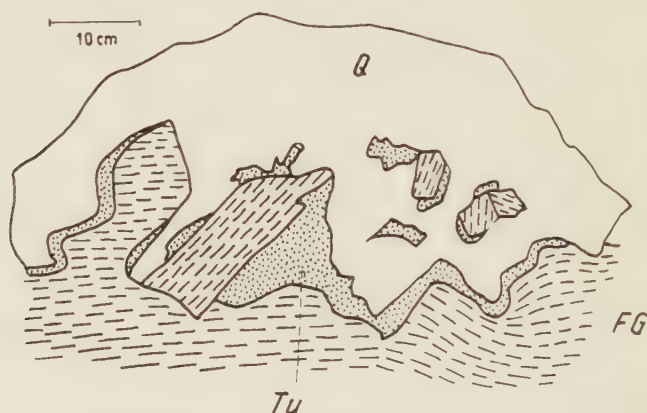


Fig. 7. Im Milchquarz (Q) desorientierte Brocken von Flatschengneis (FG), welche von feinstem Turmalin (Tu) umrahmt sind. Sturzblock obere Val Gronda.

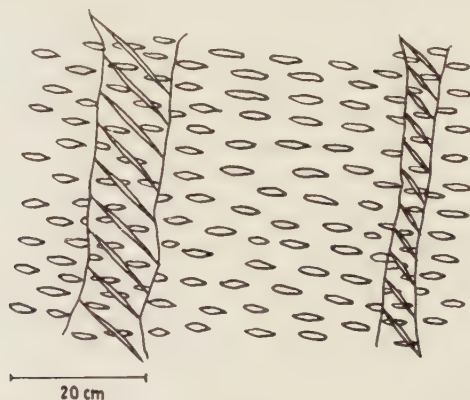


Fig. 8. Reihen gestaffelter Zerrisse im Augengneis, längs welchen letzterer stärker herausgewittert ist. Alp Cavel.

Quarzes, hält sich der erstere doch deutlich an die Fläche erhöhter Wegsamkeit zwischen Gneis und Quarz.

Etwa 300 m nördlich den oberen Hütten der Alp Cavel ist an einem grösseren, etwas verrutschten Gneisblock eine eigentümliche Klüftung zu beobachten. In zur s-Fläche ungefähr senkrecht stehenden Zonen sind unter sich parallele, etwa 45° zur s-Fläche geneigte Klüftungsrisse angeordnet. Diese 10 cm breiten Zonen sind stärker herausgewittert, doch geht die s-Fläche ungestört durch (s. Fig. 8). Analoge Erscheinungen bezeichnet SHAININ (1950) als «En echelon tension fractures».

Die zurücktretenden augigen Typen sind auf Bergkämmen eher anzutreffen als in den Tälern. Häufungsstellen sind z. B. der N-Hang des Sattels, Schafskopf, N-Hang des Piz Val Gronda, Piz Gren und vor allem das westlich daran anschliessende Gebiet gegen den Piz Zavragia hin. Übergänge zu flatschigen Typen erfolgen häufig innerhalb weniger m. Die Augen sind seitlich meistens geschwänzt, doch sind sie untereinander nur selten verbunden. Des öftern ist ihre Form auch flachelliptisch oder kugelig, ohne jegliche Andeutung von lateralen Schwänzen. Die Längsachse dieser Gebilde kann sich auch etwa schräg zur allgemeinen Schieferfläche stellen. Ihre Dimensionen belaufen sich nicht selten auf 2×4 cm, vereinzelt auf 8×10 cm. Zwischen den hervortretenden Augen ist das feinkörnige Grundgewebe stärker herausgewittert, in welchem sich der reichliche Glimmer ihnen anschniegt oder welches in sich noch feingefaltet sein kann. Die Augenfüllung besteht vorwiegend aus grossen K-Feldspateinkristallen oder dann Schachbrettalbiten. In Nachbarschaft von Pegmatiten und Apliten ist sie mitunter weissgrau gesprenkelt und könnte mit diesen in Zusammenhang stehen (z. B. nördlich Piz Gren).

II. Augengneise südlich der Val Largia

Verschiedene verbindende Eigenheiten lassen es als berechtigt erscheinen, diese Gesteine bis unter ihre südliche Sedimentbedeckung als Einheit zu behandeln und von Serie I abzutrennen. Während in Serie I Ophthalmite nur beschränkte, kaum einen halben km^2 übersteigende Gebiete einnehmen und sehr häufig mit Flatschengneisen wechsellagern, sind sie in der Serie II durchgehend entwickelt. Auch fehlen hier die in I allorts, vor allem im W ausgebildeten Pegmatite und Aplite vollständig. Für diesen Komplex, der bei Lumbrin nochmals angeschnitten wird, ist zudem ein allgemeines Zurücktreten von Muskowit, hauptsächlich gegen S hin bemerkenswert. Ein weiteres Charakteristikum ist seine Plagioklasarmut und damit in Verbindung der nur spärliche Biotit- und Chloritgehalt dieser Gneise. Sie erhalten z. B. im Gebiete der Alp

Ramosa durch ihre hellgrüne Farbe, die von dem reichlichen Phengit stammt, oft eine grosse Ähnlichkeit mit dem Ilanzer Verrucano, von dem sie sich aber in verschiedener Hinsicht unterscheiden.

1. Serizitgneise

Makroskopisch: Feinkörnige, hellgrüne Gneise mit weissen oder gelblichen, nach cm messenden, oft beanspruchten Augen aus K-Feldspat. Auf dem Hauptbruch ein dichter Serizitfilz. Daneben in untergeordnetem Masse einheitlich wirkende, feingesprenkelte Mikrochorismite, die fast massig werden können.

Mikroskopisch:

Quarz bis 50%, meist aber zugunsten von Serizit zurücktretend, mit dem er ein feinkörniges Grundgewebe aufbaut, d 0,06 mm. Bei Anwesenheit von viel Serizit ist er ausgeprägter kristalloblastisch.

K-Feldspat als Augenhalt. Feinste Gitterung ist hier häufig anzutreffen. Vereinzelt ist er mit feinstem Serizit angefüllt. Mitunter werden die Körner von schmalen Rändern umsäumt, die optisch wenig anders orientiert sind. In Rissen sitzt Quarz und Serizit, der um so gröber wird, je stärker diese klaffen. In der Regel von feinsten Flüssigkeitseinschlüssen durchlöchert, die wolkenartig oder linear angeordnet sind. Ränder sind meistens frei von ihnen. Gelegentlich von buchtig hineinragendem oder wurzelförmigem Quarz angezehrt. Z. T. fleckige Auslöschung, wobei nur die gleich auslöschenden Partien von den erwähnten Hohlräumen durchsetzt sind. Randlich werden die Gitterlamellen etwa plötzlich breiter. Perthite sind immer selten. Tropfenquarz, z. T. mit feinen Zufuhrkanälen.

Serizit, kaum geregelt im Grundgewebe. In der Umgebung von Quarz scheint er gern etwas gröber. Der schwach grünliche Pleochroismus deutet auf Phengit.

Nebengemengteile: Apatit d bis 1,5 mm, Zirkon, Kalzit, Epidot, Pyrit.

2. Quarzitishe Muskowitgneise

Sie entstehen aus 1 durch Serizitabnahme, nehmen aber nur untergeordnete Räume ein (z. B. untere Val Larga) und leiten zu Gesteinen über, die weiter nördlich, d. h. im E der Val Gronda, weite Verbreitung besitzen. Diesen quarzreichen Gneisen sind Ophthalmite mit grossen K-Feldspäten fremd; Mikrochorismite bilden die Regel.

Makroskopisch sind sie mittelkörnig (d mind. 1 mm), auf der Schieferfläche neben feingefältelem Serizit bis 3 mm grosse Muskowite.

Mikroskopisch nimmt Quarz überhand, K-Feldspat (bis 30%) ist schwach perthitisch, Schachbrettalbitisierung scheint vom Zentrum aus fortzuschreiten. Muskowit gut geregelt.

Struktur heterogranoblastisch mit jüngster kataklastischer Überarbeitung.

Feldbeobachtungen

Diese Gneise südlich der Val Larga sind an vielen Stellen in kleinem Ausmass von feinen Erzkörnern und Turmalin imprägniert.

Sie finden sich vorwiegend in quarzreichen Typen. An den Hängen nördlich der Plaun de Cistagls durchschlagen beispielsweise, über mehrere m² verteilt, schwarze, auffallend gewundene, millimeterdicke Turmalinäderchen, die bis zu mehreren cm dicken Strähnen zusammenlaufen, den hellen Gneis.

In der Gruppe 2, bei der der Mikroklingehalt sehr klein werden kann (Übergänge in den südlichen Paragneis), ist häufig würfelig, verrosteter, millimetergrosser Pyrit längs Lagen angereichert. An seine Gegenwart gebunden ist feinkörniger Baryt, unter dem Mikroskop xenoblastisch mit feingenarbter Oberfläche, (+) 2 V klein, fast einachsig. Er ist manchmal lamellenartig zerschert und zeigt eine gute, rechtwinklige Spaltbarkeit.

An serizitreiche Varietäten gebunden sind nebulitische Hämatit-imprägnationen (V. de Mulin).

Quarzklüfte sind hier recht zahlreich, wenigenorts mit ½ cm dicken und mehreren cm langen Epidotstengeln, die senkrecht auf den Kluftwänden aufsitzen. Sie scheinen, vor allem bei Konkordanz, eher an augenarme Streifen gebunden.

In der Val de Mulin, auf 1640 m Höhe, vollziehen sich im hier etwas biotitreicheren Gneis innerhalb wenigen m² Übergänge von Lagen- über Flatschen- zu Augengneisen. Die Augen sind in glimmerreichen Streifen am besten entwickelt, doch nimmt in letzteren ihre Zahl deutlich ab.

Am N-Hang des Piz Tgietschen, wo die Gneise auch etwas mehr Biotit führen als normalerweise, sind ausgesprochen ophthalmitische Partien zu konstatieren, die von homogenem Gneis messerscharf abgeschnitten werden. Die s-Fläche streicht durch diese Grenzlinie unverändert durch. Einzig randlich werden die Augenlagen z. T. etwas geschleppt. An dieser Stelle ist auch der starke Wechsel der Augengrösse und -zahl nicht zu übersehen (s. Fig. 9).

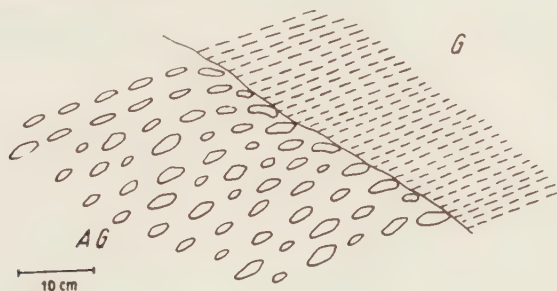


Fig. 9. Homogener Gneis (G) stösst mit scharfer Grenze an Augengneis (AG), dessen Augen randlich etwas geschleppt sind. Nördlich Piz Tgietschen.

Auf Plaun de Cistagls liegen des weiteren im Augengneis konkordante, dunkelgraue, homogene, nach dem messende Bereiche, die parallel zur s-Fläche scharf begrenzt sind, senkrecht dazu aber diffus. Wenn man auch bei der Felduntersuchung zuerst an ihre magmatische Provenienz denken könnte, so weisen mikroskopischer Befund sowie ganz vereinzelt Augen eher darauf, dass hier nicht injiziertes, ziemlich glimmerreiches Parasubstrat vorliegt. Nicht unerwähnt bleiben sollen auch albitreiche, bis 20 cm lange Linsen, deren deutliche Verschieferung zur allgemeinen diskordant verläuft (ca. 30°).

III. Flatschige Muskowitgneise E der Val Gronda

Wie immer in Fällen, wo durch eine solche Einheit nicht mineralogisch ähnliche Räume, sondern eher eine bestimmte „Paragenese“ verschiedener Gneistypen charakterisiert werden soll, sind hier die Grenzen zu den andern Serien nur ganz schematisch und subjektiv zu ziehen. Ihre Verwandtschaft zur Serie II ist enger als zur Serie I. Von ersterer unterscheiden sie sich vor allem durch ihre Textur: Augige Varietäten treten neben flatschigen bis fast homogenen stark zurück. Muskowit ist hier immer gut und reichlich entwickelt. Ihre Abtrennung von der Serie I, d. h. den „zentralen Flatschengneisen“, erfolgte aus mehr mineralogischen Gründen. Biotit- und Chloritgneise sind dieser Serie III fremd, ebenso steigt der Quarzgehalt nie so hoch wie in I. Allgemein sind diese Gneise etwas grobkörniger und zerfallen leichter unter dem Hammer. Diese Härteunterschiede kommen auch in der Topographie zum Ausdruck. Wenn man z. B. die Abhänge östlich der oberen Val Gronda vom Gegenhang aus bei einer Standorthöhe von 2000 bis 2200 m und bei Westbeleuchtung betrachtet, erkennt man, bis etwa $\frac{2}{3}$ der Höhe vom Bachbett aus gerechnet, die härteren, dunkelbräunlichen Gneise der Serie I, mit vielen schmalen Runsen. Das obere Drittel baut sich auf aus weicheeren, helleren Gneisen mit breiten, weit ausladenden und schuttgefüllten Runsen.

Grösste Verbreitung haben hier K-feldspatreiche Muskowit-Albitgneise, in zweiter Linie plagioklasfreie Muskowitgneise.

1. Muskowit-Albitgneise

Makroskopisch: Mittel- bis grobkörnig, weich. Meist undeutlich flatschig bis etwa auch homogen. Auf dem höckerigen bis gerieften Hauptbruch klebt ein dichter Serizitfilz mit bis 3 mm grossen Muskowitblättern, die sich sehr oft schräg zur Schieferung stellen. Graphitoidführende Typen wurden ganz lokal angetroffen.

Mikroskopisch:

Quarz (bis 30%): Kataklastisch in langgestreckten Linsen oder mit Serizit ein feinkörniges Grundgewebe aufbauend. In Ausnahmefällen in gefalteten Lagen. Gelegentlich scheint ihn Albit anzuzehren. Tropfen in Albit, weniger im K-Feldspat.

Albit (20—40%): Selten verzwilligt, Zersetzungsprodukt immer nur Serizit, der auch kleine Myrmekite ausfüllt. Albitzungen greifen in den Mikroklin, ohne Myrmekite zu bilden.

K-Feldspat (bis 40%): Oft linsig gestreckt, schwach perthitisch. Quarz kann ihn amöbenartig verdrängen. Er umschliesst mitunter schwach idiomorphe, stark zersetzte Plagioklase. Rissfüllungen von Quarz, Kalzit, Serizit. Die fast immer vorhandene Gitterung deutet auf Mikroklin, der aus Orthoklas hervorgegangen zu sein scheint, wurden doch vereinzelt Karlsbaderzwillinge angetroffen, wobei das eine Zwillingindividuum mit feinsten Poren durchsetzt ist, das andere aber vollkommen frei davon ist. Häufig ist er in Gneisen, die makroskopisch einen stärker verwitterten Eindruck machen, in bis 5 mm grosse Schachbrettalbite ungewandelt. Im Zusammenhang damit wurde Kalzit ausgeschieden. Triklinität $\Delta = 0,92$ (s. GOLDSMITH and LAVES, 1954), röntgenographisch aus Pulverdiagramm ermittelt.

Muskowit ist immer vorhanden und ist beansprucht, d. h. undulös und lateral zerfranst.

Nebengemengteile: Kalzit (vor allem in Schachbrettalbit-reichen Typen), Apatit, Zirkon, feinstes Graphitoid, wenig Chlorit, Epidot, Pyrit, Ilmenit mit Leukoxen.

2. Plagioklasfreie Muskowitgneise

Makroskopisch sind sie der Gruppe 1 weitgehend ähnlich, zeigen unter dem Mikroskop aber keinen Plagioklas und weniger K-Feldspat (10—20%). Dafür ist die Menge von Quarz angewachsen (bis 70%). Im Mikroklin sind optisch gleich orientierte Bereiche bisweilen von feinsten Bläschen durchsetzt, Muskowit und Serizit umflasern Quarz und Feldspäte.

Die Strukturen dieser beiden Gneistypen werden, wie auch bei den übrigen, beherrscht von den destruktiven Einwirkungen der alpinen Dislokationsmetamorphose. Ältere homöo- bis heterogranoblastische Palimpseststrukturen sind mit Mühe erkennbar.

Feldbeobachtungen

Gegen E und gegen N hin gehen die gewöhnlich flatschigen Gneise der Serie III in ophthalmische Abarten über, bei denen in einer hellgrünen, phengitreichen Matrix eigentümlich begrenzte, eckige bis fetzenartige „Augen“ schwimmen, die gelegentlich miteinander verbunden sind (s. Fig. 10).

Auf der Alp de Lumbrein schmiegen sich diese „Augen“ an die

Umriss eines blockartig eingelagerten, feinschiefrigen Muskowitgneises (s. Fig. 11).

Wie auch für Serie II ist für diesen Komplex charakteristisch, dass er ausser zahlreichen N-S verlaufenden Quarzklüften keine Gangbildungen enthält. Nach W, gegen die Val Gronda hin, lassen sich dann vereinzelte schwächige Muskowitpegmatite auffinden.

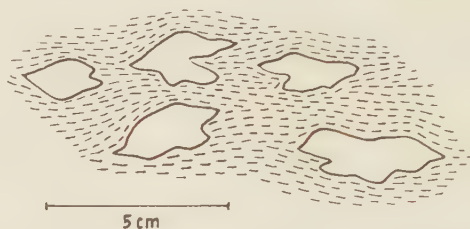


Fig. 10. Fetzenförmige K-Feldspatbereiche im Muskowitgneis östlich der Val Gronda. Alpettli.

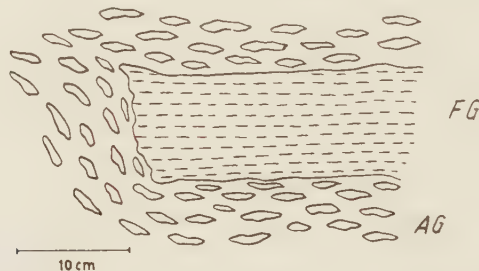


Fig. 11. Feinschiefriger Muskowitgneis (FG) liegt blockartig in Augengneis (AG), dessen Augen abgelenkt werden. Alp de Lumbrin.

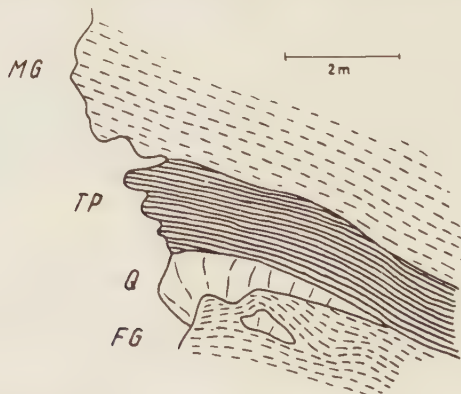


Fig. 12. Scharf begrenzte Tonphyllitplatte (TP). Darunter Flatschengneis der Serie I (FG) mit reichlichen Quarzschmitzen (Q), darüber der helle, weichere Muskowitgneis der Serie III (MG). Östlich obere Val Gronda, Profil.

Ziemlich genau 900 m östlich der Hütte der Alp Gren (Koord. 724.4/172.15) ist im Gneis eine merkwürdig scharf begrenzte, 1–3 m mächtige Platte eines gelbgrünlichen Tonphyllits eingeschaltet. Unter dem Mikroskop zeigt sich verfingerter Quarz, der völlig mit feinstem Serizit besät ist und von gröberem umflastert ist. Unter dieser Platte ist der Gneis auffällig stark gefältelt und mit gewundenen Quarzschmitzen durchsetzt (s. Fig. 12).

Wie wir später sehen werden, kommen in der Trias grünliche Tonphyllite häufig vor. Wegen schlechtem Zugang konnten die Verbandsverhältnisse leider nicht weiter studiert werden, doch spricht das völlige Fehlen von Dolomit oder Kalk sowie die Entfernung von ähnlichen Vorkommen gegen eine Triaseinschuppung. Viel eher dürfte es sich hier um eine rekristallisierte, wieder verfestigte Ruschelzone handeln.

In ihrer Umgebung und auf dem Grat wird der Gneis sehr grobkörnig und erhält einen knauerigen Hauptbruch. Auf der Karte von FR. WEBER (1924) figuriert er deshalb als „Gneissig-schiefrige Konglomerate und Breccien“. Der relativ hohe Gehalt an Schachbrettalbit sowie die Unmöglichkeit, Gerölle oder Trümmer abzugrenzen, lassen es plausibler erscheinen, diese stark verwitterten Gneise als albitisierte und zerscherte Augengneise aufzufassen.

Den Hauptanteil bilden aber bei weitem die Flatschengneise, die sehr oft auf der s-Fläche eine ausgeprägte Striemung aufweisen, längs welcher der gutentwickelte Muskowit gedreht erscheint. Zwischen ihr und der Fallrichtung ist, von oben betrachtet im Gegenuhrzeigersinn, häufig ein Winkel von etwa 30° messbar.

Bisweilen überziehen Flecken von Malachit und Hämatit den Hauptbruch. Letzterer bildet auch, vornehmlich in quarzreicheren Partien, ein Netz mehrere mm breiter Adern. Bei grösserem Glimmergehalt ist der Quarz unmittelbar neben der Hämatitfüllung sichtlich angereichert.

IV. Helle Muskowitgneise des Piz Titschal-Piz Lad

Rein äusserlich zeigt ihre Hauptmasse eine gewisse Ähnlichkeit mit der Serie III. Im Durchschnitt sind sie aber glimmerärmer, feinkörniger und etwas zäher. Texturell sind sie allgemein unruhiger, indem aplitische Bereiche regellos mit pegmatitischen vermischt sind und dann wieder quarzitisches Gneise die Vorherrschaft übernehmen. Unter dem Mikroskop konnten weder Biotit noch Plagioklas ausfindig gemacht werden. Der Übergang zu den zentralen Flatschengneisen vollzieht sich über hunderte von m durch allmähliches Hinzutreten von Biotit resp. Chlorit.

Makroskopisch: Im nördlichen Teil einheitlich fein- bis mittelkörnig, gegen S sind vermehrt grobkörnige Partien eingelagert (nördlich Piz Lad). Auf dem Hauptbruch meist wenige $\frac{1}{2}$ mm grosse Muskowite, bei den pegmatitischen Gneisen bis cm d.

Mikroskopisch:

Quarz (bis 90%): In undulösen, mörtelumkränzten Linsen, randlich Seriziteinschlüsse.

K-Feldspat (meist unter 20%, bis 40%): Vorwiegend regellos eingestreute, mörtelfreie Körner mit d bis 3 mm. Keine Perthite, fleckenweise gegittert, wolkige Bläschenfüllung. Grössere Individuen gewöhnlich von subparallelen, quarzgefüllten Rissen durchschlagen. Quarz kann auch wurzelartig oder dann eher buchtig eindringen.

Muskowit, Serizit: In Bändern oder Fetzen, obige umflasernd. In seinen Spalttrissen Quarz, der weniger beansprucht erscheint.

Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Epidot, Erz.

Struktur meist porphyroklastisch.

Feldbeobachtungen

Auf der Karte von FR. WEBER (1924) ist nördlich des Piz Titschal ein konkordanter Zug eines Muskowitgranits eingezeichnet, der wohl als östlicher Ableger des grösseren Stocks im Gebiete Piz Nadels-Piz Miezdí in der oberen Val Zavrágia aufzufassen wäre. Verschiedene Beobachtungen führen aber dazu, diesen Zusammenhang in Abrede zu stellen und lassen es überdies zweifelhaft erscheinen, hier von einem reinen Eruptivgestein zu sprechen. Massige, körnige Muskowitgranite, wie sie im erwähnten Nadelserstock (z. B. auf Alp Gargialetsch) auftreten und welche sich durch idiomorphe K-Feldspäte auszeichnen und z. T. als scharfbegrenzte Lagen in Biotitgneis und Amphiboliten eingebaut sind, können hier nirgends angetroffen werden. Die Gesteine sind immer stark verschiefert, relativ arm an Muskowit, braun verrostet und an keiner Stelle sind Intrusivkontakte auch nur angedeutet. Bei der mikroskopischen Untersuchung ergab sich ferner völlige Abwesenheit von Plagioklas und das Fehlen jeglicher eruptiven Struktur, während im Nadelser Vorkommen wesentliche Mengen eines feinlamellierten, schwach idiomorphen Plagioklases auftreten (z. B. ca. 30%). Die Deutung meiner Gesteine als Mischgneise, d. h. als mit K-reichem Chymogen inhibierte Quarzite, erscheint zwangsloser. Gegen S, im Raum Piz Lad, wo vermehrt K-feldspatreichere, aplitische und pegmatitische Partien sich einstellen, gewinnen die chymogenen Anteile erhöhte Bedeutung, so dass diese Bildungen eigentlichen Migmatiten nahestehen würden. Die Frage, ob die grobkörnigen Bereiche mit den nicht weit südlicheren, zahlreichen und mächtigen Pegmatiten am Piz Val Gronda in Verbindung gebracht

werden dürfen, muss offengelassen werden, weil sie sich hinsichtlich ihrer Lagerungsform doch zu stark unterscheiden: Nebulitische Schlieren am Piz Lad, gutbegrenzte, konkordante Gänge am Piz Val Gronda.

V. Augengneise der unteren Val Gronda

Auf der Karte von FR. WEBER (1924) ist in der unteren Val Gronda ein länglicher, N-S verlaufender Komplex eines „porphyrischen Granits“ ausgeschieden. Leider liegt er ausnahmslos in bewaldetem Gebiet und dementsprechend sind Aufschlüsse spärlich und immer stark verwittert. All dies erschwert in erheblichem Masse die Abklärung der Verbandsverhältnisse. Eingehende Untersuchungen ergaben, dass keine Berechtigung vorliegt, den gesamten Komplex als Eruptivgestein anzusprechen. Solche liegen nur ganz im S vor und sollen im folgenden Abschnitt D eingehender behandelt werden. Augengneise nehmen weitaus den grössten Raum ein.

Makroskopisch: In einem hellgrünen, feinkörnigen Grundgewebe sitzen oft 5 cm lange weisse Augen aus meist kataklastischem Feldspat und auch Quarz. Ihre Form ist selten elliptisch (wie z. B. in Serie II und I), sondern meist eckig gezahnt, schmitzenförmig, bis fast „brekzienartig“. Chlorit sitzt in kleinen Nestern. Auf dem kaum ausgebildeten Hauptbruch ist Muskowit nur sehr spärlich, Serizit dagegen reichlich entwickelt, vor allem in Bewegungshorizonten. Im N ist der Gneis fast immer abgesackt, gegen S tritt zunehmend Biotit hinzu, und das Gestein wird allgemein etwas kompakter. In der gleichen Richtung wird sein chorismatisches Bild immer unruhiger. Innert 20 cm geht beispielsweise ein ausgesprochener Augengneis über vereinzelte Flatschen in einen feinkörnigen, einheitlich grauen Gneis über. Dieser Wechsel kann auch plötzlich geschehen, indem augenfreie Bänder eingelagert sind mit randlicher Biotitanhäufung. Von eigentlichen Gängen kann man hier nicht gut reden, weil in einem solchen Band wieder z. T. strichartig angeordneter Biotit auftreten kann. Feinkörniger Bleiglanz überkrustet bisweilen die Schieferfläche.

Mikroskopisch: Bei diesen Gesteinen ist die sehr intensive Beanspruchung augenfällig.

Quarz (20—40%): Zermalmt in unregelmässigen Nestern mit breiten Mörtelkränzen und mit serizitreichem Grundgewebe eigentlich verknetet.

Albit (50—70%): Zertrümmert in grösseren, unregelmässigen oder linsigen Bereichen, z. T. mit frischem, feinzapfigem Rand. Die Augen werden vorwiegend aus grossen Schachbrettalbiten aufgebaut. In diese dringt längs Spalten und vom Rand her zungenförmig völlig frischer Albit ein.

Chlorit (5—10%): Nur feinste Blättchen sind geregelt, grössere beliebig orientiert in Flecken. Periphere und längs der Spaltbarkeit angeordnete Erzkörner und Leukoxen deuten auf umgewandelten Biotit, der sich weiter im S vermehrt einstellt. Mit Muskowit und Serizit oft parallel verwachsen, in länglichen Linsen quergestellt. Vezunkelte pleochroitische Höfe. IF immer blau bis violett, —2 V fast 0, evtl. Pennin. Nach der Lichtbrechung 1,630 wäre aber eher auf einen Prochlorit zu schliessen.

Serizit strähnig geregelt, Muskowit selten, unorientiert in Nestern.

Nebengemengteile: Zirkon, Apatit, Epidot, Kalzit, z. T. in bedeutenden Mengen, Pyrit, Ilmenit mit Leukoxenrand.

Struktur porphyroklastisch bis etwas granoblastisch.

Chemismus

Um die Frage abzuklären, ob das trotz unklarer Verbandverhältnisse. Fehlen von Eruptivstrukturelikten und oft extremer Zerrüttung allerdings stark beanspruchte Orthogestein als „porphyrischer Granit“ oder aber eher als ein Mischgestein anzusprechen sei, wurden auf Veranlassung von Prof. P. NIGGLI aus diesem Komplex zwei etwa 300 m voneinander entfernte Handstücke analysiert (s. Tab. I).

Tabelle I

Beanspruchter Augengneis, untere Val Gronda					
Fundpunkte: 1. Koord. 724.9/177.3, 2. Koord. 725.3/177.2					
	1	2	NIGGLI-Werte		
SiO ₂	65,39%	64,44%	si	299	276
Al ₂ O ₃	16,03	15,77	al	43,5	40
Fe ₂ O ₃	0,91	1,66	fm	17,5	19
FeO	2,18	1,61	c	13	14
MnO	0,04	0,04	alk	26	27
MgO	0,89	1,20			
CaO	2,69	3,08	k	0,38	0,41
Na ₂ O	3,68	3,76	mg	0,34	0,41
K ₂ O	3,36	3,97	ti	2,5	2,0
H ₂ O +	1,99	1,76	co ₂	11	10,5
H ₂ O –	0,04	0,03	t	+ 4,5	– 1
CO ₂	1,74	1,78	T	+ 17,5	+ 13
TiO ₂	0,74	0,62			
P ₂ O ₅	0,37	0,42	Analytiker: A. FEHR		
Total	100,05	100,14			

Basis

	Q	Kp	Ne	Cal	Sp	Fs	Fa	Fo	Cp	Ru
1.	51,0	12,3	20,7	6,9	4,1	1,1	2,6	—	0,8	0,5
2.	48,5	14,7	21,0	6,9	2,1	1,8	1,9	1,6	1,0	0,5

	Q	L	M
1.	51,0	39,9	9,1
2.	48,5	42,6	8,9

Kata-Standardnorm

	Q	Or	Ab	An	Cord	En	Hy	Mt	Cp	Ru
1.	20,6	20,5	34,5	11,5	7,7	—	2,8	1,1	0,8	0,5
2.	18,5	24,5	35,0	11,5	3,8	2,1	1,3	1,8	1,0	0,5

Wenn man die QLM-Werte in das QLM-Diagramm einträgt (Sp und Cp zu M gerechnet), so fallen sie in das Feld der gotthardmassivischen Mischgneise, das zwischen den Ortho-Streifengneisen und den Parabiotitgneisen vermittelt (s. HUBER, 1943, S. 207). Dieser Tatsache ist aber nicht allzu grosses Gewicht beizulegen, da diese QLM-Werte auch grosse Ähnlichkeit mit denjenigen des oberkarbonen (Cristallina-Granodiorits) haben. Auf Grund der chorismatischen Struktur, die häufigem Wechsel unterliegt, ist aber eher präherzynische Mischgneisnatur anzunehmen. Nicht von ungefähr ist diesem Komplex ein stark epimetamorpher Granit benachbart (s. S. 394).

b) GRUNDSÄTZLICHE DISKUSSION DER ENTSTEHUNGSGESCHICHTE, VERGLEICHE MIT ANDERN GEBIETEN

Im Altkristallin des GM gilt als allgemeine Regel, dass typischen, glimmerreichen Paraserien der K-Feldspat fremd ist (HUBER, 1943, E. NIGGLI, 1944, WINTERHALTER, 1930), während er für Injektion oder Orthonatur eine Art Leitmineral darstellt. Diese Gesetzmässigkeit hat aber keine Geltung hinsichtlich der Sedimenthülle, wo Kalifeldspäte im Permokarbon (z. B. E. NIGGLI l.c.) und in der Trias (s. weiter unten oder AMBÜHL, 1929) gefunden werden. Alle die unter C' beschriebenen Gneise enthalten wechselnde Mengen von Mikroklin, die flatschigen bis lagigen Typen 10—20%, die augigen mehr. Ob nun dieser untergeordnete K-Feldspatgehalt dazu berechtigt, von schwach injizierten Paragneisen zu reden, ist nicht einfach zu beurteilen. Einerseits fehlen dem untersuchten Gebiet grössere Orthogneiskomplexe, welche als Chymogenlieferanten fungieren könnten, anderseits sind, wenn es sich voralpin wirklich um Chorismite gehandelt hat, allfällige Strukturunterschiede durch die vornehmlich destruktiv wirkende alpine Dislokationsmetamorphose und Diaphthorese verwischt worden. Makroskopisch äussert sich dies in der überhandnehmenden Feinkörnigkeit und der weiten Verbreitung homogener oder nur undeutlich hellgestreifter Gneisvarietäten, mikroskopisch dadurch, dass sowohl in glimmerreichen wie glimmerarmen Bereichen ähnliche Korngrösse und Strukturverhältnisse herrschen. Vom Glimmer abgesehen ist auch die Verteilung der verschiedenen Mineralarten statistisch gleichmässig. Der Feldspat ist in den hellen wie auch den dunkleren Lagen immer serizitgefüllter Albit. Findet man einmal neben letzterem reihenweise unzersetzte Individuen, so ist nicht sofort an Zufuhr von weither stammendem Material zu denken. Solche lokalen Erscheinungen erklären sich durch Lateralsekretion zwangloser.

Bei den Ophthalmiten besteht die weisse Augenfüllung meistens aus Mikroklin, weniger aus Schachbrettalbit oder Quarz und Albit. Ähnlich wie die weiss-grünliche Streifung der Lagengneise z. B. durch Sedimentation von mehr sandigem und mehr tonigem Material zustande gekommen sein könnte, wäre hier der Gedanke nicht ohne weiteres von der Hand zu weisen, die Augen würden mehr oder minder verquetschte Konglomerate darstellen, wie man sie im Permokarbon häufig antrifft. Darin könnte man bestärkt werden, wenn die Augen schön elliptisch und ohne seitliche Schwänze entwickelt sind oder mit ihrer Längsachse quer zur Schieferung des Gneises stehen. Diese Möglichkeit fällt aber hinweg, wenn wir berücksichtigen, dass die Augenfüllung über weite Gebiete durchaus einheitlich zusammengesetzt und Wechsellagerung mit lagigen Partien keine Seltenheit ist.

Somit beschränkt sich die Diskussion grundsätzlich auf die Frage, ob bei diesen mikroklinführenden Gneisen Exochorismite mit überwiegendem stereogenem Anteil vorliegen, oder aber Endo- bis Amphichorismite, deren Akyrosom Produkte blosser Ausblutung darstellt.

Es gibt nun verschiedene Autoren, welche die Möglichkeit von Injektion weit hergeführten Chymogens gänzlich in Abrede stellen. DRESCHER-KADEN (1936) z. B. vertritt die Meinung, dass das Eindringen von Schmelzlösungen nur in geöffnete Räume, d. h. Klüfte, Spalten, Ablösungsflächen, Drusen etc. möglich sei. Solche Hohlräume dürften aber bei grösserer Rindentiefe kaum mehr angenommen werden. In höheren Regionen können sie sich nach diesem Autor noch bei Biegefaltung entwickeln, nicht mehr aber bei völlig planliegenden Schichtlagen, die über weite Distanzen kaum solche Festigkeit besitzen würden (z. B. Glimmerschiefer), um die raumschaffenden Kräfte weiterzuleiten. Bei flachliegender Lagerung würden überdies bei Förderung des sauren Materials aus der Tiefe die zahllosen horizontalen Schichtblätter entgegenstehen. Deshalb seien die hellen Bestandteile aus dem Gestein selbst herzuleiten, welche sich durch partielle Stoffmobilisation im ursprünglich festen Gestein längs Lagen angereichert hätten. Da in einem primär geschichteten oder bereits verschieferten Gestein bei differentieller Beanspruchung lagenweise verschiedene ptx-Bedingungen herrschen, werden sich Mineralien ähnlicher Stabilität längs diesen flächenhaften Reaktionsräumen ansiedeln.

Nach WENK (1936) und ERDMANNSDÖRFFER (1939) kann Bänderung rein mechanisch dadurch entstehen, dass die Mineralien bei intensiven Differentialbewegungen infolge ihrer individuellen Gestalt und verschie-

dener Gleitfähigkeit längs Lagen sortiert wurden („Deformationsbänderung“).

Auf der andern Seite stehen Auffassungen, welche das Material der leukokraten Bereiche (Lagen, Augen, Adern, Wolken) mit benachbarten Magmenherden in Beziehung setzen (AMBÜHL, 1929; HUBER, 1943; E. NIGGLI, 1944; SUTER, 1924; WINTERHALTER, 1930).

Als wichtigste Argumente werden angeführt: Solche Gneise kommen in Nachbarschaft von Eruptivkomplexen besonders häufig vor und ihre hellen Bereiche nehmen mit wachsender Entfernung ab. Oft sind sie mit durchschlagenden Gängen verbunden. Der glimmerreiche Altbestand ist feinkörnig und schiefbrig, das helle Chymogen ist gröberkörnig und massig, oft scharf begrenzt, und seine Zusammensetzung ist vom Wirtsgestein unabhängig. Es besitzt in Lagengneisen über grosse Distanz konstante Mächtigkeit. Mikroskopisch lassen sich gegeneinander verschiedene, z. T. hypidiomorphe Strukturbereiche gut abgrenzen. In den leukokraten Lagen lassen sich kaum Grundgewebeeinschlüsse auffinden. Bei Ausblutung müsste der Glimmergehalt gegen die Lagen hin allmählich abnehmen.

Wenn man nun die Gneise des östlichsten GM daraufhin untersucht, so spricht vor allem die Verteilung der verschiedenen Typen dafür, dass es sich bei den mikroklinführenden Gneisen wahrscheinlich um Mischgesteine, um Exochorismite handelt. Im N, wo wir am weitesten entfernt sind von grösseren Eruptivherden, lagern sich konkordant biotit- resp. chloritreiche und k-feldspatfreie Paragneise. Wenn wir von N nach S fortschreiten, nimmt der K-Feldspatgehalt im Durchschnitt allmählich zu. Die mikroklinreichsten Varietäten, die Augengneise der Serie II, sind nun im Gebiet der Alp Ramosa und nördlich davon auffällig angereichert. In der obersten Val Somvix, d. h. gerade westlich dieses riesigen und einheitlichen Augengneiskomplexes, sinkt der Ortho-Streifen-gneiskörper, der das gesamte zentrale Altkristallin des GM aufbaut, axial in die Tiefe (ungefähr Raum westlich P. Cavel) (s. P. NIGGLI, 1950, Tafel II). Diese ophthalmitischen Gneise sind somit im Dach des vorherzynischen Orthogneises deutlich angehäuft und sind mit seiner Intrusion sicher in Zusammenhang zu bringen. Dieser ist zum mindesten ein ursächlicher, d. h. es besteht eine räumlich-zeitliche Koppelung zwischen der mise en place des Orthokörpers und der Förderung der Porphyroblastenbildung entweder durch intensive Erwärmung, ohne wesentliche Stoffzufuhr (z. B. dort, wo die Augen isoliert und ohne Zufuhr- oder Verbindungskanäle sind), oder durch pneumatolytische k-Metasomatose. Für direkten stofflichen Zusammenhang spricht — wenig-

stens bei den Ophthalmiten — der grosse und diskontinuierliche Korngrössenunterschied zwischen dem meist feinkörnigen Grundgewebe und den Augen (des öftern Mikroklin-Einkristalle) sowie der spärliche K-Feldspatgehalt des Zwischengewebes. Zudem scheint auch zwischen der Menge des K-Feldspats und dem Mineralbestand des Stereogens keine Abhängigkeit zu bestehen, haben doch Quarzite als auch albit- oder muskowitzreiche Gneise ähnlichen Mikroklingehalt.

Neben den erwähnten Beobachtungen und der Anordnung neosomreicher Gneise spricht für die stoffliche Verknüpfung zwischen Chymogen und den streifengneisischen Engadinitmagmen die Tatsache, dass die Kontakte der jüngeren, oberkarbonen Eruptivstöcke (Rotondo-, Fibbia-, Medelser-, Cristallinagranit) allgemein scharf sind und das Nebengestein kaum nennenswerte Injektionsphänomene aufweist. Nach AMBÜHL (1929) können solche auch am Rande des Streifengneises fehlen, z. B. im zentralen GM. Diese Erscheinung erklärt er damit, dass das Streifengneismagma vor allem die Paragneise, die über ihm lagen, injizierte, weniger die seitlich von ihm gelegenen. In einem gewissen Grade scheint diese Feststellung auch auf unser Untersuchungsgebiet zuzutreffen.

D. Granitgneise

Granitische Gesteine homogener Ausbildung, massiger Textur, doch meist mit extremer Epiüberprägung finden sich:

1. in der unteren Val Gronda, wo sie den südlichsten Teil des auf der Karte von FR. WEBER (1924) ausgeschiedenen Granitkomplexes („pg“) aufbauen,
2. als grösserer Komplex auf der Alp Ramosa, d. h. im südlichen Altkristallin.

1. Granitgneis der unteren Val Gronda

Der N-Teil dieses Vorkommens besteht in erster Linie aus einem sehr grobkörnigen, bläulichen Granitgneis, der nach S von einem einheitlich feinkörnigen, grünlichen Typ abgelöst wird.

α) Grobkörniger Granitgneis

Am rechten Ufer des Tscharbachbetts stösst man von den Augengneisen her kommend auf 1560 m auf massige Gesteine. Weiter vom Bach weg sind sie weniger gut zu studieren, weil Aufschlüsse spärlich werden und Verwitterung überhandnimmt.

Makroskopisch: Vollkommen massig, bläulich, aus nach cm messenden Körnern zusammengesetzt, mit fetzenförmigen Chlorit-Muskowitnestern. Vereinzelt lassen sich bis $1\frac{1}{2}$ cm lange, idiomorphe Schachbrettalbite feststellen. Dieser Typ hat weitgehende Ähnlichkeit mit einem kleinen Granitstock wenig westlich der Tiraun-Brücke über den Vorderrhein (östlich Trun). Letzterer ist aber bedeutend weniger metamorph und enthält schwach grünlichen Plagioklas, Chlorit mit relik-tischem Biotit, violetten Quarz und weisse K-Feldspatstengel.

Mikroskopisch:

Quarz (20—30%): Undulös bis zerbrochen.

Albit (50—60%): Völlig serizitisiert, gegen Quarz gewöhnlich schwach idiomorph, in kleine Stücke zerfallen. Lamellen z. T. verbogen. Häufig als Schachbrettalbite, welche gegen Quarz bessere Eigengestalt besitzen als gegen gewöhnlichen Albit. In ihnen eingeschlossene, idiomorphe, serizitisierte Plagioklase mit frischem Rand bestätigen die Eruptivnatur des Gesteins. Zungenförmiger Albit beginnt am Rande den Schachbrettalbit zu verdrängen.

Chlorit mit blauen IF, optisch negativ. Die reichlichen Erzeinschlüsse deuten auf primären Biotit. Er sitzt unregelmäßig mit Muskowit in Nestern. Er



Fig. 13. Massige und gestreifte Schollen im grobkörnigen, fast massigen Granitgneis. Granat wittert löcherig heraus. Untere Val Gronda.

beherbergt des weiteren Apatit und Zirkone mit pleochroitischen Höfen, feinste Rutiltengeln.

Struktur schwach hypidiomorph mit nachträglicher Katalase.

Stellenweise, vorab weiter südlich, wird der Granitgneis auffällig unruhig, die Korngrösse nimmt im Durchschnitt ab, gröberkörnige, nebulitische, weissliche Schlieren durchschwärmen das immer noch massige Gestein. Vorwiegend auf dieses beschränkt sind bis cm-grosse, chloritisierte Granate, die einzeln meist grössere Dimensionen annehmen als schwarmweise.

Neben nach dm messenden Flecken findet man auch deutlicher umrissene Schollen. Sie besitzen sowohl massige wie schiefrige Textur und sind randlich gern etwas dunkler gefärbt als zentral, was vermutlich auf einem thermischen Effekt beruht (s. Fig. 13).

Die nebulitischen Bereiche werden von bis 10 cm breiten, fast massigen Gängen durchschlagen, welche gemäss mikroskopischem Befund bis 70% K-Feldspat mit feinsten Hohlräumen beherbergen. In letzterem finden sich mitunter zentral Flecken von Schachbrettalbit. Neben zersetztem Albit ist der ausgeprägt kristalloblastische, kaum beanspruchte Quarz bemerkenswert. Während letzterer in den meisten Gängen, welche in den Gneisen stecken, durch alpine Differentialbewegungen verformt und zerbrochen wurde, scheint er hier durch das massige Nebengestein davor gleichsam abgeschirmt worden zu sein.

Mikroskopisch entsprechen sich granatführender und granatfreier grober Typ weitgehend: Quarz, überwiegender Albit, der bei reichlichem Granat vermehrt Zoisit-Mikrolithen einschliesst, fast völlig chloritisierter Biotit. Die rundlichen, erzfreien Chloritflecken ($n = 1,625$) leiten sich von farblosem Granat ab.

β) Feinkörniger Granitgneis

Er schliesst sich südlich von α) an und bildet östlich des Tscharbachbettes einen ca. 50 m breiten, westöstlich verlaufenden Zug. Zur Hauptsache ist dieses Gestein im Handstück massig, hellgrün mit max. mm-grossen Punkten chloritisierten Granats. Häufig besitzt es eine verschwommene, helle Streifung, die ebenfalls ungefähr westöstlich zieht. Schon von weitem fällt es durch seine scharf und gerade durchsetzende Klüftung auf.

Mikroskopisch findet man in der Regel weniger Quarz und einen höheren Zersetzungsgrad als in α , hypidiomorphe Struktur ist kaum angedeutet, im übrigen aber Übereinstimmung mit α .

Bisweilen sind in diesem feinkörnigen Gestein „fluidal“ oder polygonal begrenzte Nester aus Quarz, gelbem Kalzit und Chlorit zu be-

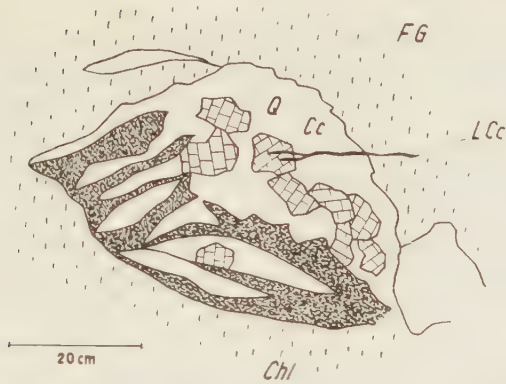


Fig. 14. „Schlieren“-förmiges Nest, bestehend aus Quarz (Q), Kalzit (Cc), Chlorit (Chl) und jüngsten, limonitischen Kalzitäderchen (LCc) im feinkörnigen Granitgneis (FG). Untere Val Gronda.

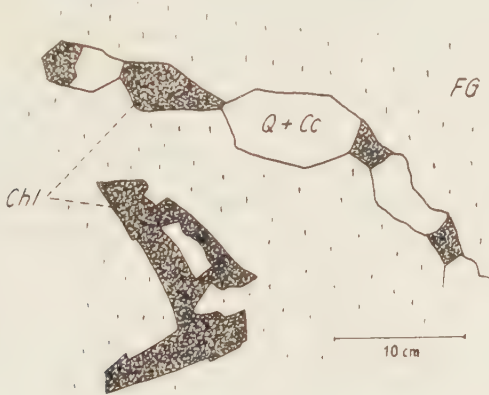


Fig. 15. Polygonal begrenzte Bezirke von Chlorit (Chl) und Quarz-Kalzit-Gemisch (Q + Cc) im feinkörnigen Granitgneis (FG). Untere Val Gronda.



Fig. 16. Gewundene, darmartige Quarzlagen (Q) im feinkörnigen Granitgneis (G). Untere Val Gronda.

obachten. Wahrscheinlich sind sie lateralsekretionärer Entstehung; doch ist ihre eigentümliche Form schwierig zu erklären (Fig. 14, 15).

An anderer Stelle finden sich etwa 2 mm breite gefälte, darmartige Quarzlagen (Fig. 16).

Nach W verschwindet der Zug unter Moräne, nach E unter Vegetationsbedeckung. Nach S vollzieht sich im Unterschied zum N mit seinem ausgedehnten Augengneisgebiet der Übergang zum Paragneis relativ rasch, innerhalb ca. 20 cm. In der Nachbarschaft des letzteren wird er zunehmend verschiefert.

Chemismus, Genese

Da die Lagerung dieser stark epimetamorphen Granite im bewaldeten Terrain kaum eindeutig festgelegt werden kann, wurde der grobkörnige Typ einer chemischen Analyse unterworfen:

Tabelle II

Epi-Granitgneis, grobkörnig, untere Val Gronda, Koord. 724.8/176.7

NIGGLI-Werte				Basis		Kata-Standardnorm	
SiO ₂	64,36%	si	278	Q	49,2	Q	17,8
Al ₂ O ₃	16,63	al	42	Kp	15,3	Or	25,5
Fe ₂ O ₃	1,22	fm	27,5	Ne	17,7	Ab	29,5
FeO	2,84	c	6	Cal	3,9	An	6,5
MnO	0,05	alk	24,5	Sp	7,9	Cord	14,3
MgO	2,01	k	0,46	Fs	1,4	En	0,6
CaO	1,26	mg	0,47	Fa	3,5	Hy	3,7
Na ₂ O	3,17	ti	3,4	Fo	0,4	Mt	1,4
K ₂ O	4,16	p	0,26	Ru	0,7	Ru	0,7
H ₂ O +	3,21	t	- 3	Q	49,2		
H ₂ O -	0,07	T	17,5	L	36,9		
TiO ₂	1,04			M	13,9 (+ Sp)		
P ₂ O ₅	0,14						

100,16

Analytiker: A. FEHR

Magmentyp nach P. NIGGLI (1936): Tasnagranitisch bis normalgranodioritisch.

Die QLM-Werte erlauben es nicht, eindeutige Verwandtschaftsbeziehungen zu den Streifengneismagmen einerseits oder zu den oberkarbonen Intrusiva andererseits herzustellen. Im QLM-Diagramm der alkristallinen Gesteine (s. HUBER, 1943) fallen obige Werte ins Feld der Mischgneise. Nach HUBER sind die Ortho-Streifengneise chemisch nur wenig variabel. Eine Analyse eines solchen aus dem westlichen GM von Prof. J. JAKOB, publiziert in der Dissertation von W. OBERHOLZER (1955),

zeigt aber, dass die Punkte im QLM-Dreieck bei unwesentlicher Verunreinigung des Schmelzflusses aus dem beschränkten Streifengneisfeld rasch herauswandern.

Argumente, die eher für oberkarbones Alter sprechen, sollen nicht unerwähnt bleiben: Die chemische Übereinstimmung mit oberkarbonen Magmen ist etwas besser als mit streifengneisischen (z. B. Cristallina-Granodiorit). Die nicht zu verkennende Anhäufung von Granat (jetzt chloritisiert), in Verbindung mit Eruptivgesteinen, ist bei spätherzynischen Magmen häufiger als bei den Streifengneisen, ebenso Schollenkontakte und Eruptivbrekzien. In diesem Falle wären die verwischten Kontakte, die starke Kataklyse und Diaphthorese, die sich auch im nördlichen Augengneis extrem manifestieren, Resultate vorwiegend alpiner Einwirkungen. Nicht zu übersehen ist überdies die Stellung dieses Stockes in der südlichen Verlängerung einer vermuteten nordsüdlich verlaufenden Bewegungslinie, welche wohl herzynisch bereits vorgebildet war und alpin nochmals aufgenommen wurde (s. tektonischer Teil, S. 439). In ganz analoger Position befindet sich nebenbei das erwähnte Granitvorkommen bei der Tiraunerbrücke (S. 395).

Im Hinblick auf die Übergänge in Augengneise, welche man andernorts in der Nachbarschaft des Streifengneiskomplexes öfters beobachtet, muss letzten Endes die Altersfrage doch unentschieden bleiben.

2. Granitgneis der Alp Ramosa

Ca. 800 m westlich den unteren Hütten der Alp Ramosa steht ein im E stockförmiges, weiter nach W mehr länglich konkordantes Vorkommen eines vor allem im Zentrum absolut massigen, mittelkörnigen Biotit-Granitgneises an.

Makroskopisch: Grünlich- bis bläulichgraues, oberflächlich braunverwittertes Gestein mit Nestern eines feinkörnigen, grünlichschwarzen Biotits. Gegen die Ränder hin wird es immer stärker verschiefert, der Biotit weicht dem Chlorit, Serizit reichert sich an. Hier tritt auch vermehrt idioblastischer Pyrit auf.

Mikroskopisch:

Quarz (20—30%): Meist nur schwach beansprucht, etwas stärker in serizitreichen Abarten. Füllt die Zwickel zwischen den Albiten aus. Schliesst häufig Biotit, Hornblende oder Chlorit ein.

Albit (60—80%): Er zeigt meist Tendenz zu Idiomorphie, d bis 2,5 mm, mit dichter Serizitfüllung, feine Zoisit-, Chlorit- oder Biotiteinschlüsse. Serizit und Zoisit sind bisweilen zonar angeordnet. Schmale, frische Albitsäume. Er wächst etwa deltaartig in K-Feldspat oder Schachbrettalbit hinein. Letzterer umkränzt vereinzelt idiomorphe, zersetzte Albite (Taf. I, Fig. 1). Sichtbare Lamellen keilen aus oder brechen plötzlich ab. Mit U-Tisch gemessen An 2—10%.

K-Feldspat (bis 10%): Immer dicht mit kleinen Flüssigkeitseinschlüssen durchsetzt. Er verhält sich gegen Quarz idiomorph, gegen Albit xenomorph. Durchwegs feingegittert, ohne Perthit. Mitunter mit Quarz schriftgranitisch verwachsen. Schachbrettalbitisierung bis zur völligen Aufzehrung kann vielerorts beobachtet werden. Dieser Vorgang setzt sowohl am Rande als auch von zentralen Flecken aus ein, die optisch gleich orientiert sind, jedoch keine Hohlräume aufweisen.

Biotit (bis 10%): Feinblättrig und unregelmäßig in Häufchen mit Pleochroismus olivgrün bis hellbraun nach hellgrün. Bei stärkerer Verschieferung Umwandlung in Chlorit unter Ausscheidung von Leukoxen und Erz.

Nebengemengteile: Vor allem in schiefrigen Typen feinfaseriger, schwach grünlicher Strahlstein (c/n_z 16°), dessen z. T. sonnenartige Büschel in Quarz und Albit hineinwachsen, randlich gelegentlich in Talk (?) umgewandelt. Muskowit, Zirkon, Apatit, gelbbrauner Turmalin, Epidot mit Orthitkern (d bis 1 mm). Schwache Adern sind mit Zeolith gefüllt, welche wurzelartig in den Quarz hineinwachsen können. Pyrit, Ilmenit mit Leukoxenrand.

Struktur bei schwächerer alpiner Überarbeitung hypidiomorph-körnig. Textur massig.

Chemismus

Tabelle III

Biotit-Granitgneis, Alp Ramosa, Koord. 722.3/167.3

NIGGLI-Werte				Basis	Kata-Standardnorm		
SiO ₂	65,54%	si	277	Q	48,0	Q	18,0
Al ₂ O ₃	14,61	al	36,5	Kp	18,0	Or	30,0
Fe ₂ O ₃	1,16	fm	28	Ne	17,4	Ab	29,0
FeO	2,54	c	9	Cal	5,4	An	9,0
MnO	0,66	alk	26,5	Sp	1,5	Cord	2,8
MgO	2,04	k	0,51	Fs	1,4	En	4,8
CaO	2,03	mg	0,47	Fa	3,7	Hy	4,0
Na ₂ O	3,08	ti	2,1	Fo	3,6	Mt	1,4
K ₂ O	4,96	p	0,45	Cp	0,5	Cp	0,5
H ₂ O +	1,62	co ₂	5,0	Ru	0,5	Ru	0,5
H ₂ O -	0,06	t	+ 1	Q	48,0		
CO ₂	0,90	T	+ 10	L	40,8		
TiO ₂	0,66			M	11,2		
P ₂ O ₅	0,25						

100,11

Analytiker: A. FEHR

Magnetyp nach P. NIGGLI (l. c.): Tasnagranitisch.

Biotit-Variante

Ab	Q	Bi	Ser	Or	Zo	Mt	Ce	Ru
29,0	26,5	13,4	12,7	12,5	2,4	1,3	1,2	0,5

In der berechneten Variante ist der K-Feldspatgehalt verglichen mit dem im Schliff beobachtbaren (ca. 5%) zu hoch. In obenstehender Berechnung wurde ein Serizit normaler, muskowitischer Zusammensetzung angenommen, d. h. $\text{Si} : \text{Al} : \text{K} = 3 : 3 : 1$. Wahrscheinlich besitzt er aber phengitische Tendenz (schwachgrünlicher Pleochroismus), wäre also etwas si-reicher und al-ärmer. Bei gleichem al-Verbrauch würde man bei seinem Aufbau somit mehr k benötigen als beim normalen Muskowit. Dieses k könnte man durch Abbau des überschüssigen K-Feldspates erhalten. Der Schliff zeigt dementsprechend mehr Serizit als 13 Vol.%, sind doch grössere Albite fast vollständig damit gefüllt. Damit findet auch die beträchtliche Diskrepanz zwischen beobachtetem (70%) und errechnetem Ab-Gehalt (29 Vol.%) ihre Erklärung, sind doch im ersteren Fall zersetzte Individuen gemeint, während sich letztere Angabe auf reinen, unzersetzten Albit bezieht.

Eine gewisse chemische Ähnlichkeit zum analysierten Epi-Granitgneis der unteren Val Gronda kann nicht bestritten werden: obiges alk und c sind etwas höher, al niedriger.

Feldbeobachtungen, Genese

Nicht nur in chemischer Beziehung, sondern auch verbandsmässig stimmen 1 und 2 überein: An ihre Gegenwart sind auch hier reichlich Augengneise gebunden, in welche sie allmählich überzugehen scheinen. Die randlich des Komplexes allgegenwärtige Pyritisierung und zahlreiche Quarzschmitzen deuten auf differentielle Bewegungen zwischen Augengneis und Granitgneis, welche bei alpinem Alter oberkarbone Kontakte verwischt haben könnten. Die Frage, ob dieses metamorphe, reliktsch erhaltene Eruptivgestein mit den herzynischen oder aber mit den streifengneisischen Magmen zu verknüpfen ist, kann somit auch hier nicht mit Sicherheit beantwortet werden. Verf. neigt eher zu letzterem.

E. Ganggesteine

1. Pegmatite

Im Unterschied zum westlichen und zentralen Altkristallin des GM sind Pegmatite im östlichen Teil weitverbreitet. Ihre Verteilung ist hier aber nicht regellos, ist doch ihr Auftreten weitgehend auf die Serie I (s. S. 379) beschränkt, d. h. auf das Gebiet nördlich und westlich der Val Gronda. In diesem sind sie besonders nördlich des Piz Val Gronda auffällig angehäuft.

Grösstenteils sind sie konkordant oder schwach diskordant im Gneis.

mit einer Mächtigkeit von häufig 5–10 cm, vereinzelt ein bis mehrere m (z. B. an der erwähnten Häufungsstelle). Allgemein sind sie nur schwach verschiefert, schwächliche etwas stärker. Im Felde sind sie leicht zu erkennen, da sie wegen ihrer Grobkörnigkeit von den Atmosphärlilien rascher angegriffen werden und leichter herauswittern.

Makroskopisch: Grobkörnig und meist schwach verschiefert, angedeutet durch gut ausgebildeten Muskowit (d oft 1 cm), der sich flaserig um Quarz, um bläulichgraue Mikrokline sowie um grünliche Albite legt.

Mikroskopisch:

Quarz (40–60%, bis 80%): Mehrheitlich als polygonales Grundgewebe relativ einheitlicher Korngrösse (d 0,02 mm). Nur vereinzelt treten grössere, undulose, randlich etwas verzahnte Körner auf, die bei stärkerer Verschieferung Linsengestalt annehmen. Böhmsche Streifung verbreitet. In einzelnen Schlifflen massenhaft als Tropfenquarz.

Albit (bis 50%): Allgemein übertrifft er den K-Feldspat an Menge. Als rundliche oder auch schwach idiomorphe Kristalle, schwach und gern fleckig serizitisiert. Lamellen sind immer schmal und keilen häufig aus. Neben dem vorwiegenden Albitgesetz auch das Periklingesetz, nach dem die Lamellen gewöhnlich breiter sind. Letztere können auch von feineren nach dem Albitgesetz durchschlagen werden. Gelegentlich sind sie verbogen. Selten ist nur schwach ausgeprägte Zonarstruktur zu beobachten, welche die Anlage der Einschlüsse beeinflusst. Am Rande oder längs Spaltrissen ist häufig frischer Albit angewachsen. Dieser zehrt dann anstossenden Quarz auf und ist gefüllt mit runden, gleichorientierten Quarzrelikten („Tropfen“). Lamellen spitzen im frischen Rand meistens aus, können aber auch sprunghaft breiter werden.

Hie und da gesellt sich eine jüngere (evtl. Kluft-) Generation hinzu, mit bis cm-grossen, unersetzten Individuen. Diese sind eigentümlich verschert und undulös. Auf die mechanische Einwirkung reagierten sie nicht — wie üblich — mit Bruch, sondern bildeten Gleitlamellen aus. Entweder fehlen Zwillingslamellen oder dann sind sie sehr breit und enden lattenförmig. Mit dem U-Tisch ergab sich ein An-Gehalt von 0–4%; die VE ist meist (010). Gelegentlich steht sie aber zu den beiden Zwillingsindikatrizien in unbestimmter Lage. Solche frischen Bereiche sind mit älteren Körnern häufig verbunden und optisch gleich orientiert (Taf. I, Fig. 2).

K-Feldspat, in variabler Menge, immer rundlich-glattbegrenzt, ohne Mörtelkranz. Dicht durchsetzt mit Flüssigkeitseinschlüssen, welche die Kristalle blaugrau erscheinen lassen. Fleckenweise gegittert, wenig zahlreiche Perthite, deren Albitspindeln am Rande oder in der Nähe von Spaltrissen des K-Feldspats angereichert sind. Auch Myrmekite sind nicht selten, oft mit frischem Rand. Im gleichen Individuum können die Quarzstengel verschieden, jedoch gruppenweise gleich auslöschen. Ihre Verteilung im Myrmekit kann ganz unregelmässig sein. Ausnahmsweise stösst man auf reliktsche Karlsbaderzwillinge, welche bereits Gitterung zeigen und teilweise eine unscharfe Verwachsungsfläche haben. Auch idiomorphe Albiteinschlüsse werden angetroffen. Schachbrettalbitisierung lässt sich verschiedentlich sehr schön beobachten. Häufig setzt sie im Zentrum des Mikroklin als gleichorientierte Flecken oder Streifen ein. In einem Fall stehen

letztere in eindeutiger Verbindung mit einer Ader von Kluftalbit, dessen breite Lamellen zur Kluftfläche senkrecht stehen (Taf. II, Fig. 3). Triklinität $\Delta = 0,90$.

Muskowit meist untergeordnet, schwach geregelt, undulös, d oft 1 cm. In stärker ausgewalzten Typen ist er seitlich intensiv verfranst. Bei weitergehender Zerreibung entstehen kompakte Bänder feinblättrigen Materials.

Turmalin: Tritt selten als cm-grosse, zerbrochene Körner auf, mit Pleochroismus von intensiv gelb bis hellbläulichgrün nach farblos, vor allem auf quarzreiche Typen beschränkt.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, zerfallener Granat, Biotit, mit Pleochroismus braungelb-farblos, Kalzit, Zoisit, Erz, teilweise nachträglich infiltriert.

Struktur undeutlich hypidiomorph, meist aber porphyroklastisch.

Zur Graufärbung des Mikroklines

Wie bereits erwähnt, sind von Auge bläulichgraue Mikrokline unter dem Mikroskop mit feinsten Punkten wolkenartig, in Streifen oder in Reihen dicht übersät. Diese Erscheinung wird in der Literatur über das Gotthardmassiv verschiedentlich hervorgehoben, z. B. AMBÜHL (1929), E. NIGGLI (1944), WINTERHALTER (1930), und wird gedeutet als feinste Einschlüsse von Fe-Oxyd, Pigment oder sonstigen Mineralien. In einigen Schliffen wurden sie nun bei 2000facher Vergrößerung untersucht. Sie stellten sich fast immer als sehr kleine, oft sternförmige Hohlräume heraus mit d ca. 1_{1000} mm. Diese sind anscheinend flüssigkeitsgefüllt, da in vielen Fällen eine zitternde Gaslibelle eingeschlossen ist, welche immer ähnliche Dimension besitzt (s. Fig. 17) (s. auch DEICHA 1951, 1952).



Fig. 17. Sternförmige Flüssigkeitseinschlüsse in Mikroklin, häufig mit Gaslibelle. Pegmatit nördlich Piz Val Gronda.

Diese Flüssigkeitseinschlüsse finden sich in K-Feldspäten der verschiedenen Gesteine, sind aber in Pegmatiten besonders zahlreich. Erstaunlicherweise können auch makroskopisch weiss erscheinende Mikrokline solche Flüssigkeitseinschlüsse beherbergen. Vermutlich spielt für den makroskopischen Effekt auch die Anordnung derselben eine Rolle, ist diese doch bei bläulichgrauen Kristallen eher etwas streifig. Auch perthitische Entmischung oder Schachbrettalbitisierung könnte die Farbe beeinflussen. Im gleichen Schliff gibt es K-Feldspäte voll solcher Einschlüsse und solche, die frei davon sind. Sie sind aber nicht nur auf K-Feldspäte beschränkt, sondern finden sich auch etwa im Schachbrett-

albit, der dann ebenfalls diese graue Farbe annimmt und von Auge vom K-Feldspat ununterscheidbar wird. Im Quarz sind diese Hohlräume auch vorhanden und in Reihen angeordnet. Vereinzelt ziehen sie in angrenzenden Mikroklin und wären somit jüngerer Entstehung als die beiden Mineralien. Dem Albit sind sie eher fremd.

Feldbeobachtungen

Die Pegmatite bilden meistens konkordante Gänge oder Linsen, weniger häufig Nester oder kleine Schmitzen. Auch treppenartige Formen werden etwa angetroffen, indem der Gang für kurze Distanz (wenige dm) der s-Fläche des Gneises folgt, diese dann diskordant durchbricht und weiter oben wieder konkordant weitergeht. An den diskordanten Stücken ist der Gang immer etwas breiter.

Bei liegender U-Form ist der Muskowit bei der Umbiegungsstelle bedeutend weniger geregelt als in den konkordanten Schenkeln und tritt dort an Menge zurück.

Bei schwacher Diskordanz legen sich benachbarte Glimmerlagen des Gneises den Gangflächen parallel. Dieses Anschmiegen verstärkt sich, wenn ein Gneisstreifen zwischen zwei nebeneinanderliegenden Pegmatiten eingeschaltet ist.

Allgemein sind die Ränder der Pegmatite unscharf, vor allem bei den schwach diskordanten. Die Übergangszone überschreitet aber selten wenige cm. Der Gneis scheint randlich z. T. buchtig resorbiert worden zu sein. Dadurch werden die Beziehungen Pegmatit-Neosom der Injektionsgneise unübersichtlich (s. unten).

Immer kehrt die Erscheinung wieder, dass ungefähr senkrecht zu den Gangwänden Quarzlinzen den Pegmatit durchsetzen.

Korngrösse wie mineralogische Zusammensetzung sind am Rande und im Zentrum gleich. Ausnahmsweise zeigt sich Differenzierung in dem Sinne, dass der axialnormal grobkörnige, muskowitreiche Pegmatit nach den Rändern hin allmählich feinkörniger und muskowitärmer wird (z. B. beim Piz Gren-Gipfel). 1.3 km westsüdwestlich der Alphütte Gren steht eine gegen 1 m mächtige Pegmatitlinse an. Hier nimmt man deutlich wahr, dass die Kristalle dort am grössten entwickelt sind (K-Feldspat d bis 3 cm, Muskowit d bis 2 cm), wo die Linse am mächtigsten ist. Die s-Fläche des Gneises schmiegt sich an ihre Umrisse an.

Chemismus

Trotzdem im zentralen und östlichen GM Pegmatite eine häufige Erscheinung darstellen, sind sie noch nie chemisch näher untersucht

worden. Der Grund dafür liegt wohl darin, dass die Gefahr besteht, wegen der oft beträchtlichen Grösse der Kristalle (mehrere cm) keine repräsentativen Durchschnittswerte der chemischen Zusammensetzung zu erhalten. Weil aber diese Gänge über weite Distanzen ähnlich ausgebildet sind und einer einheitlichen Quelle abzustammen scheinen, wurde eine relativ feinkörnige Varietät (Korn-d ca. $\frac{1}{2}$ cm) einer chemischen Analyse unterworfen. Zu diesem Zwecke wurde ein grösseres Stück zu einem feinen Pulver zerrieben, das dann intensiv durchmischt wurde.

Tabelle IV

Muskowit-Pegmatit, nordöstlich Piz Val Gronda, Koord. 721.6/172.8

NIGGLI-Werte				Basis	Kata-Standardnorm		
SiO ₂	66,78%	si	309	Q	48,1	Q	14,0
Al ₂ O ₃	18,69	al	51	Kp	18,3	Or	30,5
Fe ₂ O ₃	0,81	fm	10,5	Ne	23,7	Ab	39,5
FeO	0,80	c	3,5	Cal	2,1	An	3,5
MnO	0,02	alk	35	Fs	0,9	Cord	5,5
MgO	0,68	k	0,44	Sp	3,0	Fe-Cord	3,3
CaO	0,74	mg	0,45	Hx	1,8	Sill	3,0
Na ₂ O	4,32	ti	0,59	C	2,0	Hm	0,6
K ₂ O	5,16	t	+ 12,5	Ru	0,1	Ru	0,1
H ₂ O +	1,74	T	+ 16				
H ₂ O -	0,06						
TiO ₂	0,17			Analytiker: A. FEHR			
P ₂ O ₅	0,05						

Analytiker: A. FEHR

100,02

Der überdurchschnittlich hohe Tonerdeüberschuss (t + 12,5) könnte damit erklärt werden, dass diese Gänge wohl nicht mehr das ursprüngliche Eruptivmaterial beherbergen, sondern, wenn man von der Verwitterung absieht, bei der Injektion Teile des glimmerreichen Nebengesteins resorbiert haben, was mit den unscharfen Gangrändern in Übereinstimmung stünde. Die alpine Diaphthoresis mit ihrem Lösungsumsatz kann den primären Chemismus weiterhin verändert haben (vor allem alk).

Genese

Sicher gibt es Fälle, wo pegmatitähnliche Gebilde durch Lateralsekretion entstehen. DRESCHER-KADEN (1948) geht soweit, zu erklären, dass sich Pegmatite überhaupt nicht anders bilden können. Nach seiner Auffassung spricht vor allem die Abhängigkeit ihres Mineralbestandes von demjenigen des Wirtgesteins dafür. In die gleiche Richtung deuten

nach ihm ihre allseitige Begrenzung, das Fehlen von mitgerissenen Schollen sowie die Abwesenheit von seltenen Gangmineralien in der Mehrzahl der Fälle.

Viele Forscher, die sich besonders intensiv mit dem Studium der Pegmatite befassten, gelangten zur Annahme, dass die Gänge mehrheitlich mit Eruptivstöcken verknüpft sind und Kristallisationsprodukte einer sich weiter differenzierenden Restschmelze (fluid-pegmatitische Phase) darstellen (P. NIGGLI, 1920; FERMAN, 1931; SCHALLER, 1927, 1933; LANDES, 1933, u. a.).

Auf Grund der gesetzmässigen Verteilung (Gebundensein an Orthokörper) kommt man im GM zum gleichen Resultat. Nur sind die Meinungen hinsichtlich dem Alter der Pegmatite verschieden. HUBER (op. cit.) nimmt bei allen einen Zusammenhang mit den früh- bis vorherzynischen Streifengneisen an, AMBÜHL und WINTERHALTER (op. cit.) einen solchen mit den oberkarbonen Magmen. E. NIGGLI (1944) vertritt eher einen vermittelnden Standpunkt, indem er eine spätherzynische Generation von einer streifengneisischen unterscheidet, welche aber bis heute kaum eindeutig auseinandergehalten werden könnten.

Verschiedene Beobachtungen veranlassen den Verfasser, im östlichsten GM eine stoffliche Verknüpfung zwischen Streifengneisen und Pegmatiten zu bezweifeln. Wie wir bei der Diskussion der Genese der Mikroklin-führenden Gneise (siehe S. 393) gesehen haben, sind die leukokraten Bestandteile wahrscheinlich von den streifengneisischen Engadinitmagmen herzuleiten. Wenn nun die Pegmatite gleichaltrig wären und diesen Schmelzflüssen als Zufuhrkanäle gedient hätten, so wären damit folgende Erscheinungen nur schwerlich in Einklang zu bringen:

1. Es finden sich ausgedehnte Gneiskomplexe mit reichlichem Neosom weitab von Pegmatiten, z. B. die Augengneise südlich der Val Largia bis hinüber nach Lumbrein, K-Feldspatgneise östlich der Val Gronda.

2. Injektionen können auch bei diskordanten Pegmatiten wenig eindeutig, spärlich und dann nur mit geringer Reichweite (wenige dm) festgestellt werden. Bilder, wie sie sich beispielsweise im Schwarzwald oder im Tessin darbieten, wo helle, wohlbegrenzte Lagen über längere Strecken durchziehen, gegen quer durchschlagende Pegmatite hin anschwellen, allmählich grobkörniger werden und teilweise geschleppt sind, werden im untersuchten Gebiet nie angetroffen.

3. Die für die Pegmatite so charakteristischen Muskowite und bläulichgrauen K-Feldspäte werden als Augen- oder Flatschenfüllung nie (Muskowit) oder nur lokal (K-Feldspäte) gefunden.

4. Die Abnahme der Korngrößen vom Pegmatit nach den hellen Bereichen im Gneis hin erfolgt meist ausgeprägt unstetig.

5. Die Korngrösse in den Flatschen ist einheitlich fein, auch bei zunehmender Dicke derselben.

6. An einzelnen Stellen schiebt sich zwischen Gneis und Pegmatit eine Chlorit- resp. Biotithaut ein.

7. Pegmatite sind häufig gerade in solchen Gneisen mächtig entwickelt, die ausgesprochen arm an hellen Gemengteilen sind.

8. Wären sie polymetamorph, d. h. hätten sie neben der alpinen Metamorphose die starken Einflüsse der herzynischen erlebt, so wären sie bei ihrer Schmächtigkeit und Grobkörnigkeit sicher nicht so unverseht geblieben und intensiv verschiefert worden. Auch dünne Pegmatite sind aber oft absolut massig oder nur schwach verschiefert. Sie wurden wohl nur der alpinen Metamorphose unterworfen, welche schwach destruktiv wirkte.

Alle diese Tatsachen sprechen dafür, dass es sich zum mindesten beim grössten Teil der Pegmatite des östlichsten GM um die jüngere, d. h. oberkarbone Generation handelt. Dazu tritt als wichtiges Argument noch folgendes: Östlich des sicher spätherzynischen Medelser Batholithen befindet sich ein kleinerer Ableger, der Muskowitgranit des Piz Nadel-Piz Miezdi (s. WINTERHALTER, 1930; MÜLLI, unveröff.). Dieser wird gegen E hin ausgesprochen grobkörnig und pegmatitisch. Nicht weit östlich davon entfernt, im N-Hang des Piz Val Gronda (s. geologische Kartenskizze 1:25 000), findet eine ausserordentliche Massierung der Pegmatite sowohl an Zahl wie an Mächtigkeit statt, wie sonst nirgends im Studiengebiet. Diese lässt sich am ehesten verstehen, wenn man sie mit der pegmatitischen Randfazies des oberkarbonen Nadelser Granits in Verbindung bringt.

2. Aplite

Ihre Verbreitung fällt ungefähr mit derjenigen der Pegmatite zusammen, doch scheinen sie nicht so weit nach E zu reichen wie die letzteren. Ihre Erkennbarkeit ist bedeutend schlechter, stimmen doch die Korngrößen dieser Gänge und der Gneise überein. Zudem sind sie undeutlich begrenzt, sind meistens konkordant eingelagert und werden glimmerarmen Gneislagen sehr ähnlich. Vereinzelte diskordante Lagerung stellt aber ihre eruptive Gangnatur sicher.

Makroskopisch: Feinkörniges, gesprenkeltes, bläulichgraues Gestein, massig bis schwach verschiefert. Graue Mikrokline d meist unter 1 mm, mm-grosse Muskowite und bisweilen auch feinblättriger Biotit gut erkennbar.

Mikroskopisch:

Abgesehen vom Biotit, der in Pegmatiten nur ganz sporadisch und untergeordnet vorkommt, sind die Mineralbestände dieser beiden Ganggesteine qualitativ identisch.

Quarz (oft 40%): Polygonales Pflaster, d 0,05 mm nur schwach variabel.

Albit (40—60%): Herrscht immer vor als mm-grosse Porphyroblasten. Sparlich ist gegenüber Quarz Idiomorphie angedeutet. Sporadisch ist schwach Zonarstruktur sichtbar, welche die Anordnung des feinen Serizits beeinflusst. Frische, schmale Ränder. Tropfenquarz. An-Gehalt 0—5%.

K-Feldspat (10—20%): Allgemein feinkörniger und stärker xenoblastisch als der Albit. Im Unterschied zu den Pegmatiten löscht er gleichmässiger aus und zeigt auch weniger Hohlräume, was sich makroskopisch durch Aufhellung der Graufärbung manifestiert. Perthite spärlich. Nicht selten sind z. T. fleckig gegitterte Karlsbaderzwillinge, deren Verwachsungsebene verbogen sein kann. Beginnende Schachbrettalbitisierung, Tropfenquarz. Auch hier greift frischer Albit zungenartig in den Mikroklin, der Quarz eher wurzel- bis amöbenförmig. Zersetzte Myrmekite sind randlich rekristallisiert.

Muskowit umflasert die Feldspäte, z. T. randlich zerfranst. Serizit in feingefalteten Bändern.

Biotit meist feinblättrig mit Pleochroismus bräunlichgrün-farblos. Etwas chloritisiert. Er umfließt den Mikroklin; ist aber im Albit gerne eingeschlossen. Mit Muskowit parallel verwachsen. Nebengemengteile wie in I.

Struktur schwach hypidiomorph bis panxenomorph, meist kataklastisch.

Feldbeobachtungen

Auch die Aplite, die allgemein weniger mächtig als die Pegmatite sind, lagern sich vorwiegend konkordant im Gneis. Bei stärkerer Diskordanz ist eine eventuell vorhandene Schieferung derjenigen im Gneis parallel. Diese helleren Aplitbänder können durch vertikale Klüfte treppenartig verworfen sein. Nester kommen ebenfalls vor und lenken die Glimmerlagen in benachbarten Gneis ab. Letzterer kann auch etwa als unscharf begrenzte Brocken im Aplit schwimmen. Dünne Apophysen beschränkter Reichweite dringen ab und zu in den Gneis. Die für die Pegmatite charakteristischen Quarzschmitzen (s. S. 494) treten hier nicht auf.

Wenn auch die s-Fläche im Gneis lokal intensiv gefaltet und verbogen ist, so setzen diese sauren Gänge — wie übrigens auch die Pegmatite — gerade durch, ein weiterer Beweis dafür, dass die Textur des Gneises zur Hauptsache während der herzynischen Orogenese oder noch früher angelegt wurde (z. B. Koord. 720.8/171.6 oder 721.25/171.55). Südöstlich Piz Gren. Koord. 721.6 170.15, erkennt man deutlich, dass die hellen Augen im Gneis vom Aplit scharf abgeschnitten werden und gegen ihn hin etwas geschleppt erscheinen.

Wegen vorherrschender Konkordanz von Pegmatiten und Apliten ist die Abklärung der gegenseitigen Altersverhältnisse erschwert.

H. MÜLLI (pers. Mitteilung) beobachtete in seinem Arbeitsgebiet Aplite, welche Pegmatite durchschlagen, fand aber auch postaplitische Pegmatite. Es müssen dort somit mindestens zwei Pegmatitgenerationen angenommen werden. Während Verf. in seinem Terrain die postaplitische nirgends eindeutig nachweisen konnte, deuten folgende Erscheinungen darauf, dass Aplite später als die Pegmatite eingedrungen sein können, was auch E. NIGGLI (1948) postulierte: 250 m südöstlich Piz Zavrägia zeigt ein Aufschluss einen Pegmatit, der axial von einem Aplit durchsetzt wird (s. Fig. 18).

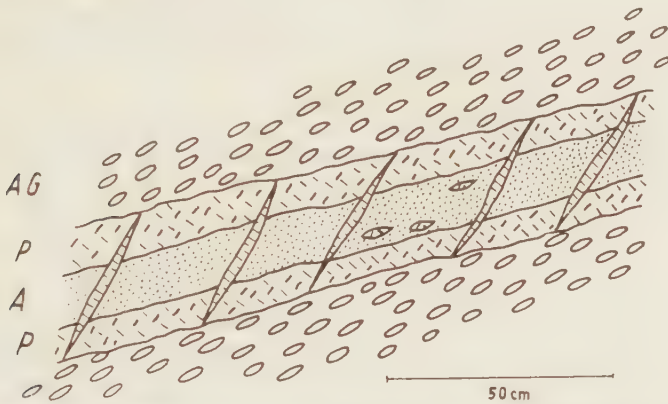


Fig. 18. Pegmatit (P), axial von einem Aplit (A) durchsetzt, in dem kleine Pegmatitlinsen schwimmen. Im Augengneis (AG) östlich Piz Zavrägia.

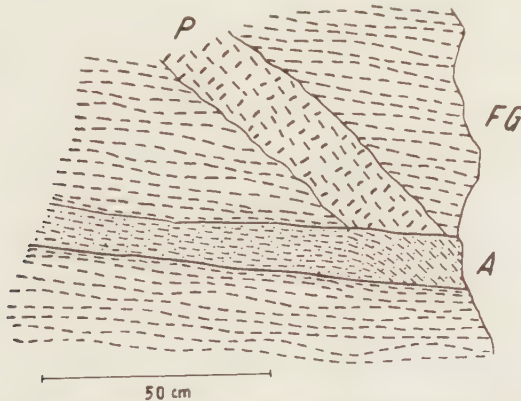


Fig. 19. Aplite (A) durchsetzt diskordanten Pegmatit (P) in Flatschengneis. Muskowite im Aplite (schwarze Striche) schwenken in der Verlängerung des Pegmatits ab. Östlich Piz Zavrägia.

Der Beweis für jüngeres Alter des Aplites wird dadurch erhärtet, dass in seiner Randzone kleine Pegmatitlinsen eingeschlossen sind. Seine Begrenzung ist relativ scharf. Aplit wie Pegmatit werden quer von stark geklüfteten Quarzschmitzen durchschnitten.

Wenn der aplitische Bereich einseitig asymmetrisch angeordnet ist, wird die Aufklärung der Altersbeziehungen unmöglich. An einem solchen Gebilde zweigen vom pegmatitischen Teil aus kurze, schwach geschleppte Apophysen in den Augengneis, die auf der aplitischen Seite fehlen (Koord. 723.1/171.15).

Am nördlichen Quellfluss des Tscharbachs. Koord. 721.25 171.55, durchschlägt ein konkordanter Aplit einen schwach diskordanten Pegmatit. Die Muskowite des ersteren, sonst den Gangwänden parallel, schwenken in der Verlängerung des Pegmatits in seine Richtung ein (s. Fig. 19).

Es ist nicht ausgeschlossen, dass diese Ablenkung der Muskowite durch (vermutlich alpine) jüngste Differentialbewegungen nach den Gangwänden des Pegmatits bewirkt wurde.

Auf dem Grat östlich Piz Gren (Koord. 723.3 170.9) ist eine diskordante Pegmatitlinse um ca. 60 cm verworfen. Längs der Bewegungsfläche drang darnach aplitisches Material ein (s. Fig. 20).

Die kleinere, ebenfalls etwas zerscherte Pegmatitlinse dazwischen beweist, dass die Intrusion des Ganginhalts und lokale, herzynische Bewegungen gleichzeitig erfolgten. Der Aplit weicht den zerscherten Schmitzen des Pegmatits bogenförmig aus.

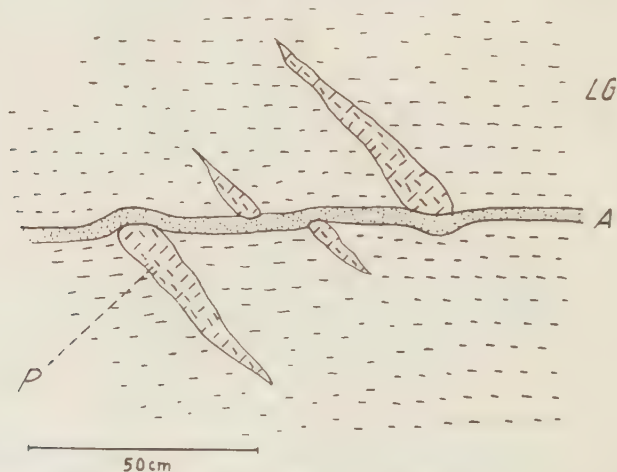


Fig. 20. Diskordante Pegmatitlinsen (P) an einer Fläche verworfen, längs welcher nachträglich ein Aplit (A) eindrang. Im Lagengneis (LG) östlich Piz Gren.

Chemismus

Tabelle V

Muskowitaplit, südöstlich Piz Zavràgia, Koord. 720.5/171.2

		NIGGLI-Werte		Basis	
SiO ₂	74,35%	si	448	Q	57,5
Al ₂ O ₃	14,77	al	52,5	Kp	10,8
Fe ₂ O ₃	0,83	fm	6	Ne	25,5
FeO	0,30	c	2,5	Cal	0,3
MnO	0,01	alk	39	Sp	0,3
MgO	0,10	k	0,30	Hz	0,6
CaO	0,40	mg	0,18	C	3,4
Na ₂ O	4,67	ti	0,91	Fs	0,9
K ₂ O	3,01	p	0,60	Cp	0,5
H ₂ O +	1,03	t	+ 11	Ru	0,2
H ₂ O -	0,02	T	+ 13,5	Q	57,5
CO ₂	0,18	co ₂	1,5	L	36,6
TiO ₂	0,20			M	5,9 (Sp, Hz, C inkl.)
P ₂ O ₅	0,23				
	100,10	Analytiker: A. FEHR			

Magmentyp: Natrongranitaplitisch.

Abgesehen vom etwas zu hohen al und zu niedrigen k stimmen die Niggli-Werte dieses Aplits gut mit dem von H. HUBER (op. cit.) berechneten Durchschnitt von Aplitanalysen aus dem GM überein (si 445, al 47,5, fm 6, c 5,5, alk 41, k 0,48, mg 0,22). Der erwähnte Autor konnte verschiedentlich (z. B. Val Draus) klare Zusammenhänge zwischen Apliten und dem Medelsergranit feststellen, was auch für unsere Verhältnisse zutreffen dürfte.

3. Quarzporphyre

Diese Ganggesteine sind deutlich auf westliche Teile meines Untersuchungsgebietes beschränkt, d. h. kommen lediglich im W der „Zentralen Gneise“ (Serie I) und der Augengneise südlich der Val Largia (Serie II) vor. Den Gneisen der Val Gronda und des östlich anschliessenden Gebiets (Serie III) sind sie absolut fremd. Es handelt sich überwiegend um Einlagerungen beschränkten Ausmasses mit wenigen m Mächtigkeit (vom Komplex an der Nordwand des Piz Cavel abgesehen). Ihre Begrenzung gegen den Gneis ist fast immer scharf; bei alpiner Betätigung etwas weniger (Rutschharnische oder Ruschelzonen). Meistens sind sie verschiefert, besonders gegen die Ränder hin. Konkordante Lagerung

bildet die Regel; eine weitere bevorzugte Richtung verläuft von N nach S mit schwachem Einfallen nach E.

Makroskopisch: Weiss bis schwach grünlich, sehr feinkörnig mit mm-grossen, rundlichen Quarzeinsprenglingen. Makroskopisch erkennbare Feldspateinsprenglinge nur am Piz Cavel angetroffen, s-Fläche gut angedeutet; der hockerige Hauptbruch ist mit einer feinen Serizithaut überzogen. Fast immer sind mm-grosse, eigengestaltige Pyrite eingestreut, die bei Verwitterung die charakteristischen Rostflecken erzeugen.

Mikroskopisch:

Einsprenglinge:

Quarz (pro cm^2 3–5 je mm- bis 3 mm grosse Quarze): Ausgesprochen idiomorph oder dann kantengerundet. In der Regel mit randlichen, taschen-, schlauch- oder mehr spiessförmigen Resorptionsbuchten, welche mit feinstem Serizit-Quarzgemisch angefüllt sind. Dieses kann rekristallisieren, und die ursprüngliche Bucht ist nur noch am bogenförmig angeordneten Serizit erkenntlich. In allen Schliffen fällt, trotzdem Böhmsche Streifung keine Seltenheit ist, der im übrigen geringe Beanspruchungsgrad des Quarzes auf. Wahrscheinlich haben sich die alpinen Scherbewegungen in der feinkörnigen Grundmasse totgelaufen. Gewöhnlich sind die Quarze randlich unter Einschluss sehr feinkörnigen Serizits rekristallisiert. In diesen oft breiten Kränzen wurde der Serizit vor weiteren Einflüssen abgeschirmt und konserviert, im Unterschied zum Serizit ausserhalb der Einsprenglinge, der groberblättrig ist und faserig geregelt ist. Diese serizitgefüllten Randbereiche stossen immer mit scharfer Grenze an den Wirtkristall (Taf. II, Fig. 4). Neben den nur schwach undulösen Individuen beobachtet man merkwürdigerweise im gleichen Schliff durchgehend zertrümmerte. Dies erklärt sich vermutlich dadurch, dass sich hier Differentialbewegungen längs distinkten Ebenen vollzogen („bretterartig“). In Zerzhohlräumen um den idiomorphen Pyrit ist häufig ein grobes Quarzgewebe auskristallisiert.

K-Feldspat (oft 10%): Neben Quarz stark zurücktretend. Idiomorphie ist mitunter schwach angedeutet. Nie perthitisch und von feinsten Bläschen dicht gefüllt. Randlich ein bläschenfreier, schmaler Saum. Serizitnester oder seltener Kalzit eingeschlossen. Bei den nördlicheren Vorkommen zunehmend durch Schachbrettalbit ersetzt. Triklinität $\Delta = 0,88$.

Albit: als Einsprengling (d bis 1,5 mm) nur im mächtigen Zug an der Nordflanke des Piz Cavel gefunden. Ausgesprochen idiomorph und schwach zer-setzt. Verzwillingt nach Albit- und Periklingesetz.

Grundmasse:

Baut sich in erster Linie aus Quarz auf, feinkörnig, d 0,05 mm, manchmal etwas verzahnt. Albit gesellt sich untergeordnet bei. K-Feldspat wurde nie sicher erkannt. Serizitsträhnen in oft bedeutender Zahl durchziehen sie und umflasern die Einsprenglinge, in ihrer Nähe mitunter sichtlich angehäuft. Durch Sammelkristallisation kann sich die Grundmasse vergröbern, Korn-d bis 0,5 mm. Quarz wird linsenförmig und feinzapfig und ist durchwegs mit Serizit gefüllt. Im Zentrum sitzt dann gern einschlussfrei und scharf begrenzt das primäre Korn.

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Epidot bis Zoisit, Kalzit, Rutil, Pyrit.

Struktur mehr oder weniger blastoporphyrisch.

Feldbeobachtungen

Am Nordhang des Piz Tgietschen lassen sich diese Quarzporphyre besonders gut studieren. Sie bilden dort konkordante Gänge bis Stöcke von wenigen m Durchmesser, die mit Vorliebe etwas nach der N-S-Richtung gestreckt sind. Ihre Abgrenzung gegen den Augengneis ist immer scharf, wenn sie auch lokal einzelne konkordante Apophysen in den Gneis senden, die etwas stärker verschiefert sind (Fig. 21). Gneischollen, isoliert im Quarzporphyr eingeschlossen, lassen sich nirgends auffinden, ebensowenig die Erscheinung, dass sich die Glimmerlagen des Nachbargneises den Gangumrissen anschmiegen. Dies scheint darauf hinzuweisen, dass diese Schmelzen wohl ruhig und ohne sonderlich hohen Druck intrudiert sind. Ihr Intrusionsmechanismus steht damit in einem gewissen Gegensatz zu demjenigen im östlichen Aarmassiv, wo z. B. SIGRIST (1947) mannigfache Einschlüsse und Schollen beschreibt.

Randlich können an einem solchen Stock eigentümliche, dem Kon-



Fig. 21. Massiger, scharfbegrenzter Quarzporphyr (rechts) entsendet in den Augengneis vereinzelte, verschieferte, kurze Apophysen. Nördlich Piz Tgietschen.

takt konform verlaufende, durch Verwitterung herausgearbeitete Rillen festgestellt werden (s. Fig. 22). Sie stellen wahrscheinlich besonders peripher ausgeprägte Fliesstexturen dar.

Ein verbindendes Charakteristikum sind die, verglichen mit dem Gneis engergescharten, scharf durchsetzenden Klüfte, die sich gegen die Gangwand noch mehr anreichern können, so dass der Quarzporphyr dort stärker herauswittert. Ihre Anlage geht, ähnlich wie diejenige der Gangfüllungen, nach zwei bevorzugten Flächen, einmal nach der s-Fläche des Gneises, sodann nach einer ungefähr N-S streichenden Richtung, mit schwachem Einfallen nach E. Diese letztere scheint somit schon vor der Intrusion dieser Gänge (herzynisch oder älter) angelegt worden zu sein und wurde alpin wieder aufgenommen. Nach beiden Flächen zugleich intrudiert sind Quarzporphyre am Westgrat des Piz Gren (s. auch Geologische Karte von FR. WEBER, 1924).

Das ausgedehnteste Vorkommen liegt mit gegen 200 m Mächtigkeit konkordant im Augengneis des Piz Cavel. Hier findet man die frischesten und schönsten Varietäten mit einer grösseren Zahl von Einsprenglingen als weiter nördlich. Charakteristisch sind hier die mehrere mm grossen, weissen Mikrokline in einer hellgrünen, äusserst feinkörnigen Grundmasse. Nach E wird das Gestein bei zunehmendem Pyritgehalt zunehmend verrostet. Auch andere Erze sind hier stärker vertreten (z. B. Ar-



Fig. 22. Dem Kontakt mit Augengneis (oben und ganz links) parallel verlaufende Rillen im massigen Quarzporphyr (hell). Nördlich Piz Tgietschen.

senkies etc. s. u.). Nach W spaltet sich der Komplex in einige Streifen auf, welche weiter gegen den Talgrund der Val Sumvitg ziehen.

Sind Quarzklüfte vorhanden, so sind diese kaum beansprucht und sind daher als postalpin zu betrachten, ähnlich wie im Verrucano oder in der Trias. Dazu stehen in deutlichem Gegensatz die älteren Quarzbildungen im Gneis, die um vieles stärker geklüftet erscheinen.

Bei hochgradiger Verschieferung mehrt sich der Serizitgehalt beträchtlich, und das Gestein löst sich in einzelne Schuppen auf, die sich von Hand mühelos sammeln lassen (z. B. in der Val Largia, 2140 m, wo sich Gneis und Quarzporphyr an einer tektonischen Störung plötzlich aufrichten und extrem mylonitisiert werden).

Chemismus, Genese

Um den Einfluss der vermutlich nur alpinen Metamorphose auf den Chemismus zu prüfen, wurden ein nur wenig metamorpher, massiger Quarzporphyr aus dem Zentrum des grossen Komplexes am Piz Cavel (A) und ein stark schiefriger Typ aus einem nur wenige m breiten Gang am Piz Gren (B) analysiert (s. Tab. VI).

Wenn man die Niggli-Werte der beiden Analysen miteinander vergleicht, erkennt man, wie si und al bei stärkerer Metamorphose deutlich ansteigen, alk hingegen abfällt. SiO_2 und Al_2O_3 sind sicherlich nicht zugeführt worden, sondern wurden relativ angereichert, indem die Alkalien, die ursprünglich wahrscheinlich im K-Feldspat eingebaut waren, abwanderten, und zwar zu gleichen Teilen (s. auch GRUBENMANN und NIGGLI, 1924, S. 228). Damit steht in Übereinstimmung, dass im Dünnschliff beim Typ A zahlreiche einige mm grosse Mikroklineinsprenglinge und volumenmässig wenig feinstverteilter Serizit vorliegen, was auch bei der Berechnung der Epi-norm zum Ausdruck kommt. Hier treten auch Einsprenglinge von Albit hinter denen des K-Feldspates zurück. Da die Epi-norm ungefähr gleichviel Or wie Ab liefert, ist anzunehmen, dass letzterer in erster Linie in der feinen Grundmasse sitzt.

Der stark epimetamorphe Typ B führt im Schliff kaum mehr K-Feldspat, jedoch linsige Nester granulierten, völlig frischen Albits sowie dicke Strähnen ziemlich grobblättrigen Serizits. Quarz ist als Einsprengling eher selten; er wird den grössten Teil der Grundmasse aufbauen.

Merkwürdigerweise scheinen sich im östlichsten GM Pegmatite und Aplite einerseits und Quarzporphyre andererseits gegenseitig auszuschliessen, und es gelang leider nicht, anhand von Kreuzungsstellen die Altersverhältnisse abzuklären. Der vor allem gegen S auffällig schwache Beanspruchungsgrad der Quarzeinsprenglinge schliesst aber mehrfache

Metamorphose aus, d. h. diese Ganggesteine sind wohl im Oberkarbon (oder später) intrudiert. Sie kommen zwar im Dach des untertauchenden Streifengneises in besonders grosser Zahl und Masse vor (Piz Cavel, Piz Tgietschen). Bei der Ableitung aus diesem Orthokomplex wäre aber nicht zu verstehen, warum sie, trotzdem letzterer das ganze GM axial durchzieht, westlich des Medelserstocks kaum mehr auftreten.

Tabelle VI

1. Quarzporphyr, massig, nordöstlich Piz Cavel, Koord. 721.25/168.7.
Mineralbestand: Einsprenglinge: Quarz, Mikroklin, Albit.
Grundmasse: Quarz, Feldspäte, Serizit.
2. Quarzporphyr, verschiefert, östlich Piz Gren, Koord. 721.2/170.8.
Mineralbestand: Einsprenglinge: Quarz, zerbrochener, frischer Albit.
Grundmasse: Quarz, Albit, Serizit.

NIGGLI-Werte

	1.	2.		1.	2.
SiO ₂	76,69%	78,28%	si	501	615
Al ₂ O ₃	12,27	12,79	al	47	59
Fe ₂ O ₃	1,28	0,72	fm	9,5	8,5
FeO	0,23	0,36	c	4,5	3
MnO	0,02	0,02	alk	39	29,5
MgO	0,18	0,16	k	0,55	0,60
CaO	0,69	0,34	mg	0,21	0,22
Na ₂ O	2,78	1,60	ti	0,69	0,30
K ₂ O	5,07	3,69	p	—	0,90
H ₂ O +	0,87	1,51	co ₂	—	1,5
H ₂ O -	0,05	0,04	t	+ 3,5	+ 26,5
CO ₂	—	0,16	T	+ 8	+ 29,5
TiO ₂	0,14	0,05	qz	+ 245	+ 397
P ₂ O ₅	0,01	0,27			
	100,28	99,99			

Analytiker: A. FEHR

Basis

	Q	Kp	Ne	Cal	Fs	Sp	Hz	C	Cp	Ru
1.	61,1	18,3	15,6	2,1	1,4	0,6	0,6	0,2	—	0,1
2.	68,7	13,2	9,0	0,3	0,8	0,9	0,9	5,7	0,5	—

Epinorm

	Q	Or	Ab	Ms	Zo	Kl	Mt	Hm	Ap	Ru
1.	37,8	27,5	26,0	4,2	2,9	0,4	0,5	0,6	—	0,1
2.	53,8	5,0	15,0	23,8	0,5	0,6	0,8	—	0,5	—

Magmentyp am ehesten aplitgranitisch (1).

Durch Vergleich mit dem si-Variationsdiagramm der oberkarbonen Magmen im GM (s. HUBER, 1943) ergibt sich, dass es sich bei diesen Quarzporphyren um weiter differenzierte Restmagmen handelt. Es ist nicht ausgeschlossen, dass sie ungefähr zur gleichen Zeit wie die zahlreichen und mannigfaltigen Quarzporphyre des AM²⁾ intrudierten, welche ja Karbonschieferschollen einschliessen (s. SIGRIST, 1947). Diese sind aber allgemein si-, al- und k-ärmer. (Durchschnitt von 10 Analysen aus SIGRIST (op. cit.): si 35,3, al 4,3, fm 13,5, c 6,5, alk 37,5, k 0,41, mg 0,20.)

Bezüglich Nomenklatur ist noch beizufügen, dass die beschriebenen Gesteine im Hinblick auf die Lagerungsverhältnisse korrekterweise nicht Quarzporphyre genannt werden sollten, da man darunter eher an der Erdoberfläche erstarrte Ergüsse versteht (z. B. Bozen). Hier haben wir es aber mit vorwiegend kleinräumigen Gängen oder Stöcken zu tun, welche intrusiv zum mindesten unter hypabyssischen Bedingungen erstarrten und für welche die Bezeichnung Granitporphyr angemessener wäre. Weil aber eigentliche Granitporphyre bedeutend weniger sauer sind, eine grobkörnige Grundmasse aufweisen sowie meistens beträchtlich Biotit führen, wurde am — in der Literatur seit langem eingebürgten — Ausdruck Quarzporphyr festgehalten.

4. Albit-Quarz-Dioritporphyrite

Diese, makroskopisch den Apliten sehr ähnlichen, massigen Gesteine bilden sehr sporadisch ungefähr N-S streichende, ausgesprochen diskordante Gänge. An ihrer Oberfläche sind sie charakteristisch eng parallel-epipedisch geklüftet. Wie die Quarzporphyre stossen sie mit scharfem Kontakt an den Gneis. Der Dioritporphyritgang am Nordhang des Piz Gren (Koord. 721.6/171.2) lässt sich, z. T. unter Moränenbedeckung, mindestens 300 m im NNE SSW Streichen mit einer durchschnittlichen Breite von 10 m verfolgen. Die erwähnte gekreuzte Klüftung wird gegen die Gangwände hin bedeutend enger geschart, wo auch das Gestein entsprechend stärker verwittert ist. Randlich sind zahlreiche Quarzklüfte und Rutschharnische Anzeichen junger Bewegungen. Schleppungserscheinungen des Flatschengneises an der westlichen Gangwand sind eher mit der Intrusion verknüpft. Gegen sie hin beginnt sich ein ihr konformes Kluftsystem abzuzeichnen (s. Fig. 23).

Pegmatite werden von diesen Gängen durchschlagen; weniger eindeutig sind die Altersverhältnisse zu den Quarzporphyren, die später eingedrungen zu sein scheinen (Nordwand des Piz Gren). Im Vorkommen südlich des Piz Gren, das als diskordante Linse den Augengneis durch-

²⁾ AM: Aarmassiv

setzt, sind die Klüfte mit schönen Quarzrasen bedeckt, die dann noch von Chlorit überzogen sind. Ein Fundpunkt eines biotitarmen Albitporphyrits befindet sich nördlich des Piz Tgietschen.

Makroskopisch: Weissgrau feingesprenkeltes, massiges Gestein mit unregelmässigen mm-grossen Biotitblättern und feinen, oft 2 mm langen Hornblendenadeln, welche bei zunehmender Verschieferung nach den Gangrändern hin verschwinden.

Mikroskopisch:

Einsprenglinge:

Hornblende (weniger als 10%): extrem langstengelig, mit rhombenförmigem Querschnitt (d oft 0,07 mm). Blassgrünlich, grössere Individuen sind randlich stärker grün gefärbt oder zentral mehr fleckig. Mit der zonaren Farbverteilung ist auch eine zonare Auslöschung verbunden. Zwillinge nach (100) sind häufig. Die prismatische Spaltbarkeit nach (110) ist selten ausgeprägt, dafür eine Absonderung nach (001). Mit dem U-Tisch ergab sich eine Auslöschungsschiefe $n_z/c = 17-20^\circ$. $-2V = 72-80^\circ$, also eine strahlsteinartige Hornblende.

Biotit (tritt hinter Hornblende zurück): Deutlich lassen sich zwei Generationen auseinanderhalten: 1. Ungeregelte mm-grosse, selbständige Blätter mit Pleochroismus von braun nach hellgelb, randlich oft schwächer gefärbt oder etwas grünlich. Sie sind durchwegs frisch und kaum beansprucht. 2. Vermutlich jüngere Generation, mit schmutziggrünem Pleochroismus, die immer feinblättrig mit Serizit in den Albiteinsprenglingen sitzt. In ihnen ordnet sie sich etwa den Lamellen parallel oder zonar.

Albit: Wenige gut idiomorphe, bis $1\frac{1}{2}$ mm grosse Einsprenglinge. Teilweise etwa zonar, zentral etwas basischer. Lamellen allgemein breit und zentral oft



Fig. 23. Diskordanter, gegen 10 m mächtiger Albit-Quarz-Dioritporphyritgang. Die beiden randlichen Bewegungsflächen sind stärker herausgewittert. Nördlich Piz Gren.

auskeilend. Locker serizitgefüllt. Im Vorkommen nördlich des Piz Tgietschen erscheint im Zentrum regelmässig Kalzit. Mit dem U-Tisch wurde ein Albit mit An 2% und +2 V=76° bestimmt.

Grundmasse: Vorwiegend Albit, als schmale, kreuz und quer angeordnete Leisten ein ophitisches Grundgewebe aufbauend, mit zerbrochenem Quarz in den Zwickeln (d bis 0,2 mm). Lamellen sind kaum entwickelt, durch randliche Rekristallisation oder Katakklase wird ihre Idiomorphie stellenweise verwischt. Sehr oft ist der Albit völlig unzersetzt und ist dann nur mit Mühe vom Quarz sowie von feinkörnigem K-Feldspat zu unterscheiden (s. Fig. 24).

Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, gut idiomorpher Titanit, Rutil, Zoisit, Kalzit, Erz mit Leukoxenrand.

Chemismus, Genese

Tabelle VII

Hornblende-Biotit-Dioritporphyrit, nordöstlich P. Gren, Koord. 721.6/171.2

		NIGGLI-Werte		Basis	
SiO ₂	69,67%	si	323	Q	49,0
Al ₂ O ₃	15,39	al	42	Kp	14,1
Fe ₂ O ₃	0,69	fm	16	Ne	27,0
FeO	1,04	c	7,5	Cal	4,5
MnO	0,02	alk	34,5	Fs	0,8
MgO	1,40	k	0,34	Fa	1,2
CaO	1,48	mg	0,60	Fo	3,0
Na ₂ O	5,06	ti	1,3	Ru	0,4
K ₂ O	3,95	co ₂	1	Q	49,0
H ₂ O +	0,74	t	0	L	45,6
H ₂ O -	0,11	T	+7,5	M	5,4
CO ₂	0,15	Analytiker: A. FEHR			
TiO ₂	0,36				
P ₂ O ₅	0,02				
100,08					

Magmentyp: normaltrondhjemitisch bis engadinitgranitisch.

Biotit-Variante								
Ab	Q	Or	Ms	Akt	Bi	Tit	Mt	Cc
45,0	20,6	14,0	10,5	4,2	3,2	1,2	0,7	0,6

Der bedeutende Gehalt an idiomorphem Albit und die diabasähnliche Struktur könnten dazu veranlassen, diese Ganggesteine mit dem eigenständigen Typus der Spilite zu vergleichen. Abgesehen davon, dass die untersuchten Gesteine nur im Altkristallin, nie im Permokarbon aufgefunden wurden, unterscheiden sie sich auch chemisch deutlich von den

Spiliten. Bei letzteren fällt der Schwerpunkt im QLM-Diagramm auf $Q \sim 30$, $L \sim 40$, $M \sim 30$, und sie sind somit wesentlich basischer als die unsrigen. k ist bei den Spiliten kleiner als 0,2 (s. E. NIGGLI, 1944; G. C. AMSTUTZ, 1954).

Gangartige Porphyrite im Altkristallin des GM werden von verschiedenen Autoren erwähnt, z. B. AMBÜHL (1929), HUBER (1943), E. NIGGLI (1944). Strukturell sind sie den unsrigen sehr ähnlich, doch sind ihre Plagioklase bedeutend basischer, was sich auch durch beträchtliche Epidot- und Zoisitfüllung manifestiert. Die Niggli-Werte eines Hornblende-Biotitporphyrits (s. E. NIGGLI) betragen beispielsweise: si 139, al 22, fm 46, c 21, alk 11, k 0,20. Nach eingehender Diskussion gelangt dieser Autor dazu, alle diese Gesteine in genetischer Hinsicht als Lamprophyre, d. h. als jüngste Bildungen des herzynischen Magmenzyklus aufzufassen. H. HUBER neigt eher dazu, sie als Vorläufer der Granitintrusion zu betrachten.

Auf Grund der scharfen Kontakte, vorwiegender Massigkeit und der schwachen Epiüberprägung möchte der Verf. diese Albit-Quarzdioritporphyrite mit den oberkarbonen Magmen in Beziehung bringen bei

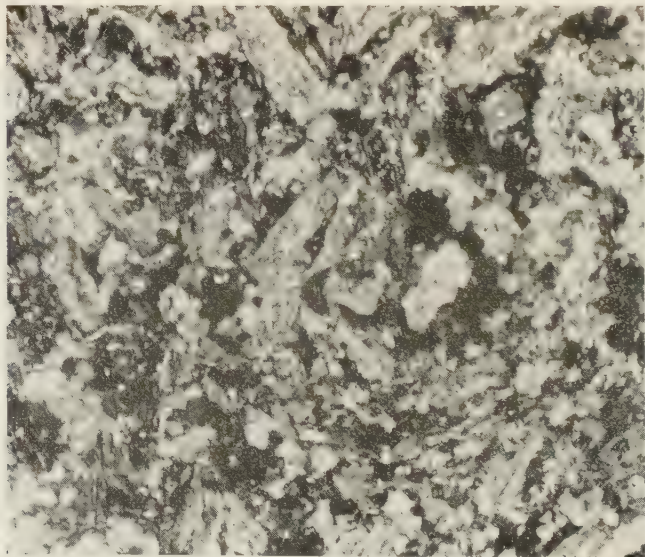


Fig. 24. Undeutlich ophitische Grundmasse des Albit-Quarz-Dioritporphyrits. Die z. T. etwas granulierten Albite sind zentral mit Serizit gefüllt. Nördlich Piz Gren. Vergr. 96 \times , + Nic.

postpegmatitischem und evtl. präquarzporphyrischem Alter. Ihr Chemismus trennt sie eindeutig von den Lamprophyren.

F. Vererzungen

Solche sind im östlichsten Altkristallin nur spärlich vorhanden. Wenig östlich des Piz Tgietschen finden sich im Augengneis einige dem Streichen folgende, von Magnetit imprägnierte Zonen. Die ausgedehnteste ist etwa 4 m breit und ca. 100 m im Streichen verfolgbar. Sie sind relativ scharf begrenzt und teilen sich etwa in subparallele Apophysen auf. Auf den ersten Blick könnte man sie mit eingemuldeten Karbonschiefern verwechseln. Bei näherem Hinsehen erkennt man massenhaft millimetergrosse Magnetitoktaeder und grünlichschwarzen Biotit. Unter dem Mikroskop zeigen sich linsige Quarze und Serizitlagen, welche letztere von einem dunkelgrünlichbraun-hellgelb pleochroitischen, unregelmäßig durchsetzten Biotit durchsetzt werden. Der Magnetit verhält sich gegen Serizit und Biotit idioblastisch, gegen Apatit xenoblastisch. Zwischen dieser Vererzungszone und dem überliegenden Triasquarzit schiebt sich ein Quarzband ein, das kleine Nester eines schmutziggrünen Glimmers enthält. Unter dem Mikroskop schwacher Pleochroismus, grünlich farblos. $-2V = 32^\circ$, $n = \text{ca. } 1,615$, wahrscheinlich ein Glied zwischen Phengit und Fe^{III} -Muskowit. Eigentümlich ist sein Auftreten als Kluftmineral.

Weiterhin erwähnenswert ist eine Hämatitvererzung von einigen m^2 auf der Inneralp (Koord. 723.08 174.80). In einem Phengitquarzit winden sich von der s-Fläche unbeeinflusste Schlieren von Eisenglimmer. Dieser läuft aber trotzdem der Gneisverschieferung parallel, wobei auf dem Hauptbruch nicht selten Rutschharnische eingegraben sind. Neben dem Hämatit fällt an seine Gegenwart gebundener Baryt in die Augen, d ca. 0,5 mm, mit n_x ca. 1,635 und n_z ca. 1,640, rundlich xenomorph mit guter rechtwinkliger Spaltbarkeit. Der Achsenwinkel ist hier abnormal klein, beinahe 0° . Nach WINCHELL (1951) beträgt $+2V$ des Baryts $37\text{--}50^\circ$, je nach Bildungstemperatur (siehe dazu auch S. 383).

400 m östlich vom E-Ende des Quarzporphyryzuges am Piz Cavel wurden im von den steilen Abstürzen herabfallenden Schutt Stücke von quarzitischem Gneis aufgefunden, die namhafte Mengen von Erzen enthalten. Die Untersuchung mit dem Erzmikroskop ergab in erster Linie Arsenkies, dann in abnehmendem Masse Kupferkies, Magnetkies und Löllingit. Im Kupferkies fand sich überdies ein nicht sicher zu bestimmendes, stengeliges Erz, dessen Härte zwischen Arsenkies und Kupferkies liegt, und dessen Reflexionsvermögen ungefähr demjenigen

des letzteren entspricht. Es ist stark anisotrop, zeigt schwache Farbreflexe und internen lamellenartigen Aufbau. Eventuell handelt es sich um Boulangerit³⁾.

Auf der Alp Ramosa durchschlagen sporadisch Kalzitklüfte den Granitgneis (s. S. 399), in welchen zentral Bleiglanz angeordnet ist. Sie werden von jüngerem Quarz durchsetzt.

Weil im Untersuchungsgebiet die jüngste Magmenförderung späterherzynisch erfolgte, sind auch diese Vererzungen als hydrothermale, telemagmatische Produkte desselben Zyklus aufzufassen. Alpin wurden sie dann noch etwas metamorph.

G. Zusammenfassung

Der nördlichste, gegen das Permokarbon anstossende Teil des Altkristallins des östlichsten GM wird von im grossen ziemlich monotonen Paragneisen, vor allem Chlorit-Muskowitgneisen gebildet, welche voralpin als Zweiglimmergneise vorgelegen haben. Längs Bewegungsflächen wurden sie unter Serizitzunahme in Glimmerschiefer umgewandelt.

Im Gebiet der Alp Cavel, d. h. im südlichen Altkristallin, befindet sich ein zweiter nennenswerter Parakomplex, welcher sich von obigem durch Zurücktreten von Biotit- resp. Chloritgneisen unterscheidet, dafür reichlich Muskowitgneise und vor allem Serizitquarzite führt. K-Feldspat sind beiden Einheiten fremd. In sie, vor allem in den nördlichen, sind Amphibolite eingeschaltet, welche strukturell und texturell nur schwach variieren. An ihren Rändern sind sie meistens vollkommen in einheitlich grüne Chloritgneise umgewandelt. Zahlreich sind Einschlüsse von lateralsekretionär entstandenen Albitnestern.

Die grössten Räume im Altkristallin werden von mikroklinführenden Glimmergneisen eingenommen, deren K-Feldspatgehalt jedoch 10 bis 20% kaum übersteigt. Sie werden in fünf Einheiten gegliedert, die sich vor allem durch das Vorherrschen einer bestimmten Textur sowie durch eine individuelle Paragenese von sich allerdings nur schwach unterscheidenden Gneistypen auszeichnen:

- I. „Zentrale Flatschen- und Augengneise“: Biotit- bis Chloritgneise, Muskowitgneise mit oder ohne Albit.
- II. Augengneise südlich Val Largia: Meistens arm an Albit, Biotit resp. Chlorit, Muskowit- bis Serizitgneise.

³⁾ An dieser Stelle sei Herrn M. GRÜNENFELDER für die wertvolle Unterstützung bei der Erzdiagnose herzlich gedankt.

- III. Flatschengneise östlich Val Gronda: Muskowitgneise mit oder ohne Albit, praktisch ohne Biotit. Hier wurde auch der höchste Mikroklingehalt festgestellt, nämlich bis 40%.
- IV. Helle Gneise des Piz Titschal und Piz Lad: Quarzitische Muskowitgneise, welche frei von Biotit resp. Chlorit sind. Charakteristisch ist ihre stark wechselnde Korngrösse. Diffuse pegmatitische und aplitische Partien berechtigen, hier von einem eigentlichen Migmatit zu sprechen.
- V. Augengneise der unteren Val Gronda: Chlorit- bis Biotitgneise. Die Augenfüllung dieser meist extrem beanspruchten Gneise besteht überwiegend aus Schachbrettalbit.

In diese zur Zeit der Streifengneisintrusion schwach injizierten Mischgneise sind nun an zwei Stellen massige, jedoch stark epimetamorph überprägte Granitkomplexe eingeschaltet. Ihre K-Feldspäte sind zum grössten Teil in Schachbrettalbit umgewandelt. Ihr Alter ist am ehesten streifengneisisch, da sie, abgesehen von einem lokalen Schollenkontakt im nördlichen Stock, zu den benachbarten Augengneisen nirgends eine deutliche Grenze aufweisen.

Mit dem herzynischen Magmenzyklus in Zusammenhang sind Pegmatite, Aplite, Quarzporphyre sowie die wenig zahlreichen Vorkommen von Albit-Quarz-Dioritporphyriten. Letzte Bildungen desselben Zyklus sind ein Teil der zahlreichen Quarznester sowie die spärlichen Vererzungen.

KAPITEL 2

Die Sedimenthülle des Altkristallins

Im Raum der Alp Prada (s. Tafel II) werden die schwach axial absinkenden Gneise von eventuell permischen, sicher triadischen und liasischen autochthonen Sedimenten überdeckt. Im südlichen Teil des Untersuchungsgebiets fallen erstere südlich der Alp Ramosa, südlich Val Larga und in der Gegend der Alp de Lumbrein ohne nennenswerte Komplikationen unter ihre Sedimenthülle ein. Auf der N-Seite des GM werden die Verhältnisse mit dem Abschnen des Tavetscher Zwischenmassivs (TZM) nach NE im Raume Val Somvix-Val Zavragia bedeutend verwickelter, indem hier der Kontakt zwischen Paragneisen und Permo-karbon tektonischer Natur zu sein scheint (s. tektonischer Teil, S. 436).

Weiter östlich, d. h. östlich Val Lugnez, werden die gotthardmassivischen Sedimente vom penninischen Deckensystem überfahren, welches über dem nach E absinkenden AM und GM (Segnes-Depression) besonders intensiv nach N vorprellt.

Südliche und nördliche Sedimente zeigen sowohl faziell wie auch tektonisch beträchtliche Unterschiede und seien deshalb getrennt besprochen.

A. Die nördlichen Sedimente

I. GESTEINSTYPEN, VERBREITUNG

Ihre Beschreibung erfolgt nach Möglichkeit in chronologischer Reihenfolge, d. h. fortschreitend von den älteren zu den jüngeren Bildungen.

a) Permokarbon

Es baut sich in beträchtlicher Mächtigkeit (600 bis 1200 m) auf aus primär pelitischen, psammitischen bis psephitischen Gesteinen, die lediglich durch die alpine Dislokationsmetamorphose in wechselnder Intensität überprägt wurden, im Unterschied zum Altkristallin monometamorph sind. Ihr Mineralbestand ist durchgehend nur der Epifazies angehörig, d. h. man findet nie Biotit, nur wenig Muskowit, selbstverständlich von den Geröllen abgesehen. Tiefengesteine fehlen vollkommen, subvulkanische Ganggesteine werden vereinzelt angetroffen. Dies bedeutet, dass bei ihrer Ablagerung der herzynische Paroxysmus dem Ende entgegenging und nur noch Restdifferentiate intrudierten, welche unter Abschnitt c zur Behandlung gelangen.

Unter Permokarbon sollen solche Gesteine verstanden werden, welche über sicherem polymetamorphem Altkristallin und unter eindeutiger Trias abgesetzt wurden. Leider sind, da es sich vorwiegend um terrestrische bis limnische Ablagerungen handeln dürfte, Fossilien, die einer feineren Einteilung dienen könnten, entweder gar nie zum Absatz gelangt, oder sie wurden, vor allem in phyllitischen Typen, durch starke Differentialbewegungen ausgewalzt und bis zur Unkenntlichkeit zerstört. An verschiedenen Orten sich repetierende Faziessequenzen lassen aber doch, z. T. allerdings etwas unsichere, Aussagen über das relative Alter der verschiedenen Varietäten zu, beispielsweise die repräsentativen Profile am Nordgrat des Piz Nadéls oder des Piz Muraun.

1. Karbon

Ein vereinzelter Aufschluss von etwas fraglichem Karbon findet sich südlich von St. Martin. Das Gestein, ein dunkelgrauer Tonphyllit,

hat eine gewisse Ähnlichkeit mit einem Bündnerschiefer, seine Vergesellschaftung mit mylonitischem Paragneis macht aber höheres Alter wahrscheinlicher. Topographisch unter, stratigraphisch über ihm, folgt ein auffällig rötlichbraun anwitternder, sehr tonreicher Muskowitschiefer mit einzelnen groben, quarzitischen Zwischenlagen, der häufig von bis 5 cm breiten Ruschelzonen durchsetzt ist. Ein durchaus ähnlicher Schiefer von wenigen m Mächtigkeit, den man rein äusserlich mit Rauhwanne verwechseln könnte, steht auch an beiden Hängen der unteren Val Gronda an (s. S. 437).

2. Ilanzer Verrucano

Die Talgehänge des Vorderrheins werden, östlich des ihn querenden TZM, d. h. unterhalb Truns, von mächtigem Ilanzer Verrucano aufgebaut, dessen horizontale Breite im Untersuchungsgebiet etwa 3 km beträgt. Er stellt ein oft gneisartiges Konglomerat (weniger brekziös) dar, dessen Gerölle von einer hellgrünen, phengitreichen Zwischenmasse umgeben sind. Der Hauptbruch ist mit einer zusammenhängenden, etwa auch fleckigen Serizithaut überzogen, in der sporadisch geregelte Muskowite eingelagert sind. Der Serizit dringt etwa in die Gerölle ein, wodurch sich diese nur noch mit Mühe vom Zement unterscheiden lassen. Einzig muskowitreiche Bezirke lassen dann noch auf ihre Gegenwart schliessen. Idiomorphe Pyrite und Magnetit (millimetergross) vorhanden.

Der Durchmesser der Gerölle beträgt meist einige cm, jedoch bis 20 cm. Ihre Natur wechselt stark: Weisses, wohlgerundeter Kluftquarz, bläuliche Quarze, Quarzite, Muskowitaplite, Muskowitpegmatite, feinkörniger Granit, Quarzporphyre, extrem ausgewalzter Keratophyr. Grössere Gneisfragmente werden erst etwa gegen die Val Zavràgia hin angetroffen. Wahrscheinlich wurden sie wegen ihrer leichteren Angreifbarkeit beim Flusstransport bald zerstört. Stellenweise sind auch helle Gerölle stark gepresst: grobklastische Lagen wechsellagern mit sehr feinkörnigen. Die Geröllängsachsen sind oft einheitlich zur Schieferung geneigt. Etwas südlich der Alp Zavràgia sura wurden in einer breiten Runse unregelmässig geformte, schwarze, wahrscheinlich karbonische Phyllitgerölle angetroffen. Im westlichen Teil tritt vermehrt Muskowit auf; Biotit hingegen wurde nirgends beobachtet.

U. d. M. Linsen von nur schwach undulösem Quarz, ohne Mörtelkränze, d bis 4 mm. Vom Rande her wächst Serizit herein. In wenigen Fällen zeigt der Quarz buchtige Begrenzung. Er ist meist von feinen Bläschenreihen durchzogen; der rekristallisierte Rand ist frei davon. Daneben baut er polygonal mit Serizit und Albit ein Grundgewebe auf, d 0,04 mm. Böhmsche Streifung ist häufig zu

beobachten. Beim schwach serizitisierten Albit ist die Begrenzung weniger gut definiert als bei Quarz. Zwillingslamellen sind eher selten und schmal. Gegen rekristallisierte Ränder hin setzen sie gern plötzlich aus oder endigen fackelartig. Schachbrettalbit schliesst meistens feine Kalzitkörner ein. Er ist randlich bisweilen von Quarz angefressen. Myrmekittrümmer sind etwa von frischen Albiträndern umgeben. Der Muskowit ist teilweise aus Serizit sammelkristallisiert, kann aber auch eingeschwemmt worden sein. Seine Regelung ist allgemein nicht so ausgesprochen wie bei den Gneisen. Der schwach grünliche Pleochroismus sowie der kleine Achsenwinkel $-2V = 26^\circ$ deuten auf Phengit. Dazu tritt meist noch etwas feinblättriger Chlorit mit intensiv violetten IF. Kalzit füllt feine Adern. Nebengemengteile: Apatit, Zirkon, Orthit, Rutil. Regelmässig treten kleine, blaugrünpleochroitische Turmalinstengel auf. An Erzen erkennt man Pyrit und Ilmenit mit Leukoxenrand, Magnetit. Bemerkenswert ist die Abwesenheit von K-Feldspat im Zement.

Struktur: Blastopsephitisch bis -psammitisch.

Textur: Schwach kristallisationsschiefzig.

Die Gerölle sind kaum herkunftstypisch. Unter dem Mikroskop zeigt ein Muskowitpegmatit neben Quarz, Muskowit und lamelliertem Albit grosse, geschummerte K-Feldspäte mit breiten Albitspindeln. Es treten auch wenige Karlsbaderzwillinge auf, deren Verwachsungsebene verbogen sein kann. Gegen Quarz ist Idiomorphie schwach angedeutet.

Bei den Muskowitaplitgeröllen ist die unerwartet starke Beanspruchung auffällig. K-Feldspat ist zum Teil völlig in Schachbrettalbit umgewandelt. Die Albitlamellen sind gelegentlich flexurartig verbogen.

Sichere, bestimmbare, unversehrte Keratophyrkomponenten liessen sich nie isolieren. Ihnen äusserlich sehr ähnlich sind erzeiche, sehr feinkörnige Quarzite mit violetter Färbung. Ein solcher zeigt z. B. unter dem Mikroskop mehrere millimetergrosse, schwach idioblastische Magnetitkörner, welche Grundgewebeteile einschliessen und von Zerrklut-quarz umgeben sind.

Ganz vereinzelt finden sich gelbgrün gesprenkelte Epidot-Albit-Felsgerölle. Unter dem Mikroskop sind die Albite z. T. schwach idiomorph (vor allem mit Gipsblättchen sichtbar) und reichlich mit ziemlich grobkörnigem Epidot angefüllt. Einschlussfreie Chloritpseudomorphosen, wohl nach Hornblende, vervollständigen das mikroskopische Bild. Auch hier ist die starke mechanische Beanspruchung der Albite mit breiten Mörtelkränzen augenfällig, die manchmal geradezu eine feinkörnige Grundmasse vortäuschen. Andernorts schliessen sich die Albitleisten lückenlos zusammen. Möglicherweise hat man es hier mit ursprünglichen Hornblendedioritgeröllen (evtl. aus dem AM) zu tun. Auch primäre Spilite können in Frage kommen.

Eine von E. NIGGLI veranlasste chemische Analyse eines fein-

konglomeratischen Verrucanos westlich Flond (Obersaxen) lieferte folgende Niggli-Werte:

si 391, al 43, fm 14, c 13, alk 30, k 0,39, mg 0,37.

3. Phyllitischer Verrucano

Nach oben wird die allgemein psephitische Ilanzerfazies in kurzem Übergang psammitisch bis pelitisch. Auf der Nordseite des Vorderrheins entwickeln sich in grosser Ausdehnung tonige bis etwas sandige, graue bis violette, hinsichtlich quantitativem Mineralbestand variable Phyllite, auf der Südseite mit beschränkter Mächtigkeit ziemlich einheitliche, charakteristische, fleckige, knotige Phyllite.

α) Violette tonige bis sandige Phyllite

Die dunkelgrauen, meist mehr oder weniger violetten, ausnahmsweise gelbgrünlichen, weichen Serizitphyllite haben überwiegend einen feingefalteten, untergeordnet auch glatten Hauptbruch. Sie sind feinschiefrig, entweder homogen oder mit feinen, parallelen, weissen Strichen. Sporadisch treten auch schön violett-hellgrün feingebänderte Typen auf. In der Regel sind, besonders häufig in der unteren Val Plauca, konkordante gelb bis schwach rosarote, kalkige bis dolomitische Linsen eingeschaltet, die schon FR. WEBER (s. ALB. HEIM, 1921, S. 934) und später, weiter im W. E. NIGGLI (1944) erwähnen. Der sonst grauviolette Phyllit ist in ihrer Umgebung bisweilen intensiv grüngefärbt (Reduktion des Eisens!). Auch schwach violette Kluftquarzschnitzen, in deren Nähe der Phyllit mechanisch oft etwas stärker beansprucht erscheint, kommen vor (z. B. Strassenkehre in der Val Cuschina).

Mikroskopisch liegen in einem Grundgewebe von meist feingefaltetem Serizit (bis 90%) oder feinkörnigem Kalzit und Chlorit resp. Quarz (d bis 0,05 mm) schwach undulöse Trümmer von Quarz, Albit und Schachbrettalbit. Mörtelkränze um Quarz finden sich kaum, ebensowenig randliche Rekristallisationen. d oft 0,1—0,5 mm. Gelegentlich besitzt er ausgesprochen splitterige Form (s. unter Tuffite), meist ist er etwas gerundet durch Wassertransport. Quarz und Albit sind in Linsen oder Streifen vereinigt. Der Schachbrettalbit, der am ehesten mit feinem Kalzit angefüllt ist, wird randlich mitunter von frischem Albit angenagt. Reliktischer K-Feldspat konnte nirgends beobachtet werden. Der Serizit des Grundgewebes schmiegt sich den grösseren Körnern an und ist dort etwas angehäuft. In einigen Fällen ist er so dicht und gleichorientiert, dass man den Eindruck von grossen Muskowitblättern erhält.

Muskowit tritt nur untergeordnet auf und ist dann gern quergestellt. Der Chlorit ist meist stärker pleochroitisch als in den altkristallinen Gneisen: Intensiv grün mit Blaustich nach hellgelb, IF. bräunlich. Die Intensität des Grüns ist be-

sonders stark bei Anwesenheit von viel Kalzit. Bei den Nebengemengteilen ist neben idioblastischem Orthit, Zirkon, Rutil, gerundetem Apatit, Magnetit und Ilmenit wiederum Turmalin charakteristisch. Bei idiomorpher Begrenzung ist n_{α} schwach blaugrün, n_{β} olivbraun bis stark blaugrün. Randlich zeigt er verschiedentlich eine scharfbegrenzte, dunkle Zone, die ein hohes Relief vortauscht und aus feinsten Erzeinschlüssen bestehen dürfte. Im Innern ist er oft auch zonar.

Die makroskopisch mehr oder minder ausgeprägte Violettfarbung des Gesteins wird hervorgerufen durch zahllose feinschuppige Erzkörnchen, die gern schlierig angeordnet sind und die Fädelung des Serizits abzeichnen. Nach den röntgenographischen Untersuchungen von E. NIGGLI (1944) handelt es sich beim feinverteilten Erz in den Permphylliten um Ti-haltigen Hämatit, welcher bei weniger metamorphen Serien (z. B. Glarner Verrucano) Ti-frei ist und dann die Gesteine ausgesprochen rot färbt. Ursprünglich haben bei der behandelten Gruppe somit vor allem eisenschüssige Tone vorgelegen.

In diese bei weitem vorherrschenden, tonigen Phyllite sind mitunter sandige Bänke eingelagert. Unter dem Mikroskop gesellen sich zu polygonalem Quarz und Albit vereinzelt gebuchtete Porphyrt Quarze. In Schachbrettalbittrümmern ist gelegentlich idiomorpher Albit eingeschlossen. Der spärliche Serizit ist hier besser geregelt als in den tonigen Varietäten. Scharfbegrenzte Bezirke einheitlich feiner Korngrösse können als Quarzporphyr-Grundmassefetzen angesehen werden.

Bei fehlendem Serizit ergeben sich eigentliche, massige Arkosen.

In der Nachbarschaft von postpermischen Quarzporphyren (s. S. 432) sind diese Phyllite besonders reich an Trümmern und Fetzen von Porphyrt Quarzen und Grundmasse. In letzterer liegen etwa idiomorphe, breitlamellierte Albite eingebettet. Makroskopisch zeigen diese eigentlichen Tuffite einen unruhigen, fleckigen Habitus. Sie sind häufig von Quarz-Albitklüften bis -nestern durchzogen, welche randlich Hämatit enthalten können.

Nicht selten schieben sich in der konglomeratischen Ilanzerfazies hellgraugrüne Phyllite ein, deren Mineralbestand mit dem Zement der ersteren übereinstimmt. Solche geröllarmen Einschaltungen sind aber lokal, und ihre Extrapolation zu ausgedehnten, zusammenhängenden Zügen, die zur Konstruktion von verschiedenen Schuppen im Ilanzerkomplex Anlass gaben (s. Geologische Karte und Profile von FR. WEBER, 1924), ist mehr als fragwürdig.

In ähnlicher Ausbildung folgt am rechten Abhang der unteren Val Zavragia über Ilanzer Verrucano, im Liegenden von dunkelgrauen Phylliten des Typus Alp Nadels, ein ziemlich sandiger und harter Seri-

zitschiefer, dessen feine Lagen prachtvolle Fältelung zeigen, die in dieser Grösse und Regelmässigkeit sonst nirgends angetroffen wurde.

β) Fleckige, knotige Phyllite

Sie sind vorwiegend auf die Nachbarschaft der Paragneise beschränkt und lassen sich von Meierhof bis über den Nordgrat des Piz Titschal in ununterbrochenem, 20 m Mächtigkeit kaum überschreitendem Zuge verfolgen. Im östlichen Talhang der Val Zavragia keilen sie aus. Sie liegen topographisch immer über dem Ilanzer Verrucano; der Übergang zwischen beiden Fazien vollzieht sich über wenige m Distanz. Für den Phyllit typisch sind nur wenige dm voneinander entfernte, gerade durchsetzende Klüfte, deren Entwicklung über Stadien von „Zickzack-fältelung“ gut beobachtet werden kann.

Makroskopisch sind sie einheitlich graue bis etwas violette Gesteine, deren Hauptbruch von mm-grossen, dunkelgrauen Knoten übersät ist, und zudem charakteristische langgezogene, hellgrüne, dunkelblaugraue und hellbeige Tonschieferfetzen und -flecken aufweist. Ihre Streckrichtung und die Fallrichtung dieser Phyllite schliessen einen Winkel von ca. 30° ein.

Mikroskopisch sind in einem feinen Zement von Quarz, gutgeregeltem Serizit und Kalzit (d 0,05 mm) bis 2 mm grosse, schwach gerundete, kaum beanspruchte, jedoch des öfters mit Böhmischer Streifung versehene Quarze, teilweise mit Resorptionsbuchten, eingebettet sowie etwas weniger scharf begrenzter, schwach serizitisierter Albit und mit Kalzit gefüllter, im übrigen unersetzter Schachbrettalbit. Erwähnenswerte Nebengemengteile sind wiederum blaugrüne Turmalinstengel und feinkörniges Erz.

Gesteine mit ähnlichem Habitus sind auch nördlich des Vorderrheins, unter der mächtigen Rauhwacke oberhalb Capeder anzutreffen, ohne dass der Kontakt der beiden Gesteine sichtbar wäre, da die Rauhwacke von breiten Blockschutthalen umsäumt ist. Diese Phyllite sind aber nie so grobgefleckt wie auf der Obersaxenerseite.

Aus der Tatsache, dass die knotigen Phyllite auf der Vorderalp-Rosshoden immer zwischen Ilanzer Verrucano und Paragneisen eingeschaltet sind, könnte man auf den Gedanken kommen, sie auch altersgemäss zwischen beide zu stellen. Verschiedene Beobachtungen weisen aber darauf hin, dass der Kontakt Paragneis-knotiger Phyllit eine wichtige Bewegungsfläche darstellt, d. h. tektonisch ist (s. Stratigraphie, Tektonik, S. 436). Da der knotige Phyllit sicherer Trias verschiedenenorts benachbart ist und nach oben mitunter Dolomitlinsen einschliesst, kann es sich hier sehr wohl um oberes Perm handeln. Die verschieden gefärbten Flecken, splitterige und gebuchtete Quarze weisen auch bei diesen Phylliten auf Tuffbeimischung hin.

Reine Quarzite treten im Permokarbon über dem nördlichen Altkristallin kaum auf, was sich durchaus mit den Befunden von E. NIGGLI (1944) und AMBÜHL (1929) deckt.

b) Trias

Auf der Nordseite des östlichsten GM ist sie vor allem als durchgehender Rauhwarezug entwickelt, der sich vom Osthang der unteren Val Gronda bis nach Ilanz mit bedeutender Mächtigkeit (z. B. 30 m) verfolgen lässt, welche auch durch tektonische Verdickung zustande gekommen sein kann. Weitere isolierte Vorkommen liegen südlich oberhalb St. Martin und auf der Alp Titschal. Am Nordrand des Untersuchungsgebiets liegt die bis 150 m mächtige Rauhware von Capeder-Schlans. Dieses löcherige Gestein ist meist von untergeordnetem Dolomit begleitet. Triasbasis-Quarzite lassen sich nur lokal auffinden, insbesondere gegen E hin. Sichere, selbständige Quartenschiefer wurden nicht angetroffen.

1. Triasbasis-Quarzit

Verschiedene Autoren (J. OBERHOLZER, 1933; WYSSLING, 1950; weiter im W E. NIGGLI, 1944; AMBÜHL, 1929) haben festgestellt, dass im N des GM, d. h. im Raume der Urseren-Garvera-Mulde und östlich davon, Triasbasis-Quarzite vom Melsersandsteintypus praktisch fehlen, d. h. Rauhware direkt über Verrucano zu liegen kommt. Dazu steht die südliche Sedimenthülle im Gegensatz, weil dort die Basis der Trias mit bemerkenswerter Konstanz von Quarziten aufgebaut wird. Es scheint nun, dass die N-Bedeckung des östlichsten GM-Altkristallins in dieser Beziehung ein Übergangsgebiet darstellt, indem hier unter typischer Trias (Dolomit, Rauhware) allerdings teilweise ausgewalzte Quarzite verschiedenenorts anstehen. Dies wäre ja beim Umstand, dass sich hier südliche und nördliche Sedimenthülle über dem östlich abtauchenden Altkristallin vereinigen, nicht weiter erstaunlich. Gewiss kann Rauhware unmittelbar über phyllitischem Verrucano folgen, z. B. am unteren Petersbach westlich Meierhof und weiter westlich davon, doch ist diese Erscheinung wahrscheinlich tektonisch bedingt (s. Tektonik).

Von E nach W fortschreitend, stösst man im Untersuchungsgebiet zuerst wenig oberhalb Meierhof, eingelagert zwischen knotigem, fleckigem Phyllit und Rauhware, auf einen stark verrosteten, nur schwach verschieferten, hellgrünen Chloritquarzit. Unter dem Mikroskop gewahrt man rundliche, kaum beanspruchte Quarzkörner (d 0,3 mm) in einem feinkörnigen Chlorit-Quarz-Zement. Wie die Permphyllite führt auch

dieses Gestein zonaren, blaugrünen Turmalin. Serizit deutet eine s-Fläche an.

In der unteren Val Gronda, wo der Tscharbach auffällig nach E und dann wieder nach N abbiegt, findet man am rechtsseitigen Talabsturz über der mächtigen Rauhwanke wenige Aufschlüsse eines zerhackten, rostigen, feinkörnigen Quarzits, die sehr gut der Triasbasis entsprechen könnten, da nach oben ein stark zerscherter Augengneis (Serie V) folgt.

Als Liegendes von Rauhwanke und Dolomit klebt in der Gegend der Alp Titschal eine ausgedehntere Quarzitplatte auf dem Altkristallin. Die Trennungsfläche zwischen beiden ist meist scharf ausgebildet. In diesem weisslichgrauen, schwach verschieferten Quarzit liegen einzelne, bis 5 cm grosse Gerölle aus weissem oder schwach rötlichem Quarz. Bisweilen sind diese in zur allgemeinen Schieferfläche bis 20° geneigten Horizonten angereichert, wobei die Geröllängsachsen ihr parallel verlaufen. Gegen die Rauhwanke hin wird der Quarzit feinkörniger.

U. d. M. gewahrt man in einem Quarzzement mit gutgeregeltem Serizit nur schwach undulöse, randlich etwas rekristallisierte, rundliche Quarzkörner mit d 0.5 mm. Häufig besitzen sie Böhmische Streifung und meistens dichte Streifen kleinster Hohlräume. Auch gebuchtete Porphy Quarze kommen vor. Die Struktur ist ausgesprochen blastopsammitisch.

2. Rauhwanke, Dolomit

Diese beiden leicht kenntlichen Gesteine sind untrügerische Leit-horizonte für mittlere Trias. Meistens liegt der Dolomit unter der Rauhwanke, doch können beide auch lateral ineinander übergehen. Der Dolomit ist meist hellgelb mit grünlichen Tonhäuten auf der oft ausgeprägten s-Fläche. Weniger metamorphe Varietäten sind grau, massig und von weissen Kalzitadern durchschlagen.

Im Petersbachtal schalten sich in den Dolomit z. T. nach dm mesende Lagen eines hellgrünen Serizitphyllits ein, die einerseits auf lokale, mehr tonige Sedimentation hinweisen, bei der dortigen starken Tektonisierung aber auch eingeschuppte Reste von Quartenschiefern sein könnten.

Die mengenmässig stark überwiegende Rauhwanke enthält oft mehrere cm grosse, graue Dolomitbrocken, die löcherig herauswittern können. Reliktische Gipseinlagerungen (s. auch BRÜCKNER, 1941) werden gelegentlich angetroffen. Auf der Alp Titschal sind auf der Rauhwanke viele Einsturztrichter abgesenkt. An ihre Gegenwart sind gerne Erdrutsche gebunden, die auch heute noch nicht zum Stillstand gekommen sind, ersichtlich an den verbogenen Tannen.

Selbständige, sichere Vorkommen von Quartenschiefern sind

im Nordteil des untersuchten Terrains sehr spärlich, was um so erstaunlicher ist, da im E desselben, z. B. östlich von Neukirch, Quartenschiefer als violett- bis ockerfarbene oder auch hellgrüne Phyllite mit rosaroten Dolomitschmitzen in Urlaunfazies anlässlich einer Begehung mit Prof. E. NIGGLI in bedeutender Mächtigkeit festgestellt wurden.

c) Ganggesteine im Permokarbon

Während Ganggesteine als Gerölle im Permokarbon massenhaft auftreten (z. B. helle Quarzporphyre), wurden sie als kompakte, konkordante Gänge oder Linsen nur sehr selten beobachtet.

Etwa 500 m nördlich Capeder liegt konkordant in den violetten Phylliten ein massiger, stärker violetter Gesteinszug, der als ursprünglicher Quarzporphyr angesehen werden muss. In seiner Nachbarschaft sind Tuffite (s. S. 428) besonders häufig. Von Auge lassen sich millimetergrosse Quarzeinsprenglinge erkennen. Unter dem Mikroskop sind sie rundlich resorbiert und schwach undulös. Als weitere Einsprenglinge erkennt man Albit, $An\ 3-5\%$, $+2\ V = 76^\circ$, mit schmalen Lamellen, der kaum zersetzt ist, und randlich öfters resorbiert ist. Häufiger ist besser eigengestaltiger Schachbrettalbit mit d bis 2.5 mm. Ein Individuum ist dabei eigenartig verzwillingt: Zwei Bezirke mit gleichorientierten Lamellen stossen an senkrecht dazu stehender, scharfer Verwachsungsfläche zusammen. Sie ragen beide pyramidenförmig in einen dritten Bereich, dessen Lamellen zu den ersten beiden senkrecht stehen (Fig. 25).

Wahrscheinlich war dieser Kristall ursprünglich ein nach dem Baveno-Gesetz verzwilligter Orthoklas. Längs parallelen Gleitflächen lagert sich Kalzit ein. Die Grundmasse besteht aus schwach verzahntem Quarz und Albit. Massenhaft feinverteiltes Erz verleiht dem Gestein

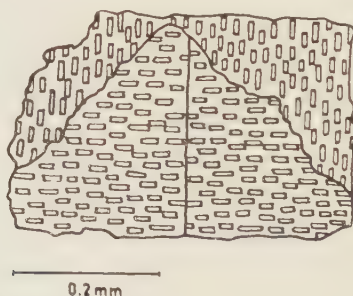


Fig. 25. Idiomorpher Schachbrettalbit, bestehend aus drei optisch verschieden orientierten Bereichen. Primär wahrscheinlich ein nach dem Baveno-Gesetz verzwilligter K-Feldspat. Aus Quarzporphyr im phyllitischen Verrucano, nördlich Capeder.

die violette Farbe. Als Nebengemengteile sind idiomorpher Titanit und Ilmenit zu erwähnen.

Zur weiteren Kennzeichnung dieses Ganggesteins wurde es einer chemischen Analyse unterworfen:

Tabelle VIII

Quarzporphyr im phyllitischen Verrucano, 500 m nordnordöstlich Capeder,
Koord. 722.0/179.2

		NIGGLI-Werte		Basis	
SiO ₂	69,53%	si	329	Q	50,9
Al ₂ O ₃	13,74	al	38,5	Kp	3,0
Fe ₂ O ₃	1,04	fm	9,5	Ne	34,8
FeO	0,44	c	20,5	Cal	4,1
MnO	0,03	alk	31,5	Cs	3,4
MgO	0,57	k	0,07	Fs	1,1
CaO	4,10	mg	0,43	Fa	0,5
Na ₂ O	6,37	ti	0,71	Fo	1,2
K ₂ O	0,78	p	0,66	Cp	0,8
H ₂ O +	0,23	co ₂	17,5	Ru	0,2
H ₂ O -	0,06	t	- 13,5	Q	50,9
CO ₂	2,72	T	+ 7	L	41,9
TiO ₂	0,20			M	7,2
P ₂ O ₅	0,33			π	0,10
100,14		Analytiker: A. FEHR			

Magmentyp am ehesten si-oligoklasitisch.

Epi-Norm

Ab	Q	Ser	Cc	Kl	Zo	Mt	Hm	Ap	Ru
58,0	26,8	7,0	3,4	1,6	1,2	0,9	0,1	0,8	0,2

Bei der Eintragung der QLM-Werte in das QLM-Diagramm ergibt sich weitgehende Übereinstimmung mit Keratophyren aus Grossbritannien (s. DEWEY and FLETT, 1911, sowie E. NIGGLI, 1944). Diese wird weiter bestätigt im π -k-Dreieck. Wegen der Anwesenheit grosser, zahlreicher Schachbrettalbit-Einsprenglinge ist die Annahme berechtigt, dass zuerst ein Quarzporphyr vorlag, der dann später, evtl. alpin, durch Na-Zufuhr quarzkeratophyrischen Chemismus annahm.

In seiner östlichen Fortsetzung finden sich, allerdings mit unklaren Kontaktverhältnissen, quarzarme, schwach violette Keratophyre, die teilweise etwas Sedimentmaterial beigemischt haben können. Unter dem Mikroskop ist praktisch einziger Einsprengling kaum zersetzter, idiomorpher Albit mit bisweilen plötzlich aussetzenden Lamellen, die auch

verbogen sein können. Dann sind die Leisten gerne undulös, d. oft 0,5 mm bis 1 mm. Neben dem Albitgesetz kommt auch Periklingesetz vor. Zonarstruktur fehlt wie bei allen diesen Ganggesteinen. Kalzit und gelegentlich zertrümmerter Quarz sind nachträglich zugeführt worden. Die Grundmasse besteht in erster Linie aus unzersetztem, feinkörnigem Albit, parallel angeordneten Serizitlinien sowie gleichmässig verteilten Hämatitkörnern.

An der Strasse Tavanasa-Ilanz steckt, etwas ausserhalb des Terrains im Ilanzer Verrucano, ein schwach versackter, hellgrüner Quarzporphyr. Unter dem Mikroskop erkennt man bei massiger Textur Einsprenglinge von unbeanspruchtem, buchtigem Quarz, schön idiomorphem Mikroklin und wenigen Albitleisten. Beim randlich etwas rekristallisierten Mikroklin fehlen Gitterung wie auch Albitspindeln. Die Grundmasse besteht aus Quarz, Serizit und Albit.

II. STRATIGRAPHIE, TEKTONIK

Im Unterschied zur südlichen Sedimenthülle weist die nördliche mannigfaltige tektonische Komplikationen auf, die im Verein mit den zahlreichen Sackungen der leicht zerfallenden Gesteine kaum eindeutig aufgeklärt werden können. Dass im Untersuchungsgebiet und seiner Nachbarschaft sicher bedeutende alpine Bewegungen stattgefunden haben, geht ohne Zweifel aus dem auffälligen Abbiegen des TZM aus seinem normalen ENE-Streichen in beinahe N-S-Streichen im Raum der Val Zavrugia hervor. Dasselbe Abschwenken machen auch alle Sedimente der aus WSW herüberstreichenden Urseren-Garveramulde mit (s. Geolog. Karte von FR. WEBER, 1924, sowie das Strukturkärtchen des östlichen GM, Fig. 26).

Nach der Karte von WEBER (l.c.) liegt noch am Nordgrat des Piz Nadéls eine lückenlose, stratigraphische Serie vom Parakristallin bis hinauf zum Lias auf der Alp Nadéls vor, d. h. der südliche Schenkel der Urseren-Garveramulde als normale Bedeckung des GM mit fehlendem N-Schenkel.

In der Val blaua folgt auf 1600 m stratigraphisch über dunkelgrauen, permischen Serizitphylliten an scharfer Grenze ein etwa 15 m mächtiger, stark schiefriger Quarzit mit vereinzelt rötlichen Geröllen. Nach 2 m Wechsellagerung folgt dann 10 m Dolomit, 30 m Rauhwanke, 2 m grünliche und violette Phyllite (Quartenschiefer), darüber wiederum Ilanzer Verrucano. Es beginnen sich somit schon hier Schuppen einzustellen, die man auch östlich der Val Zavrugia, westlich Criedi angedeutet findet, wo Phyllite im Ilanzer Verrucano eingeschaltet sind. Von

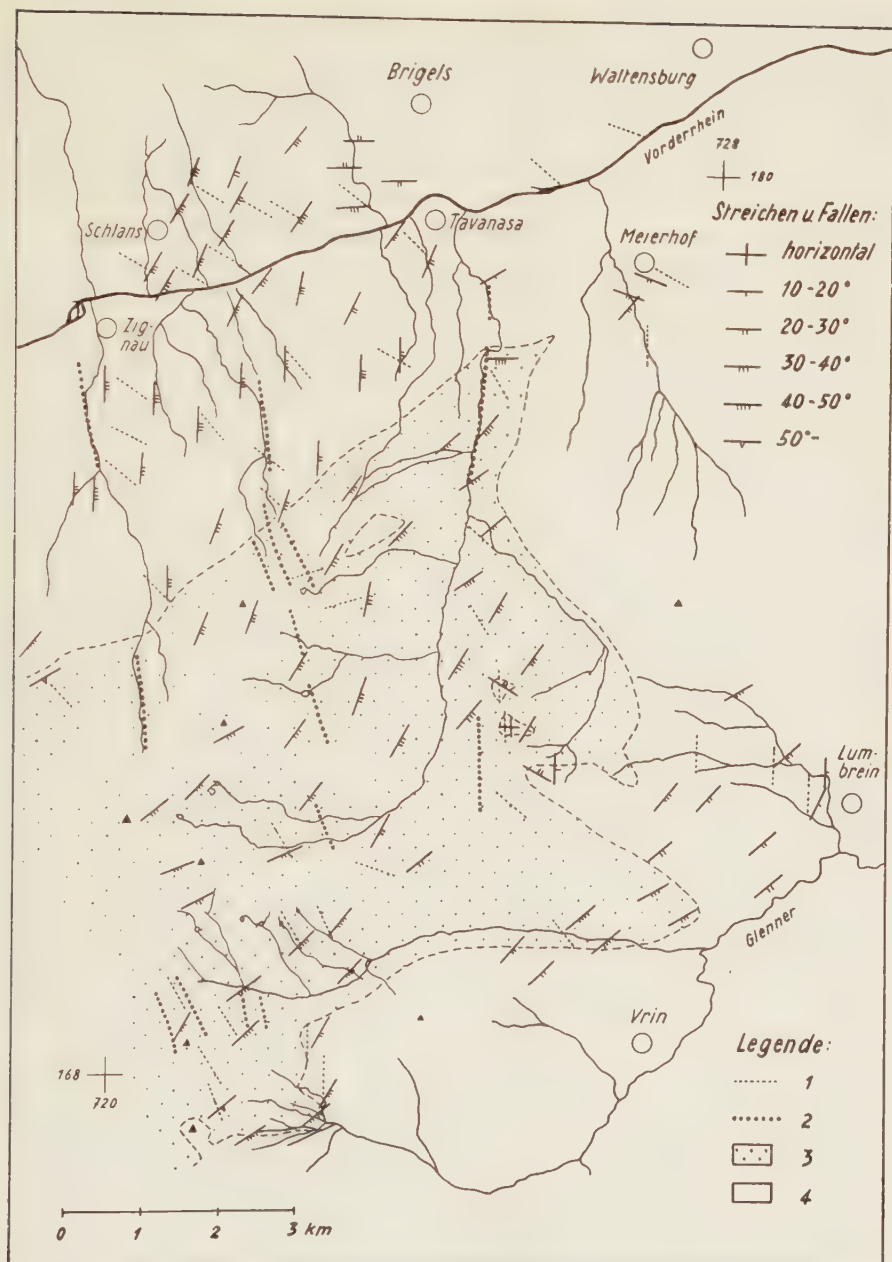


Fig. 26. Strukturkarte des östlichen GM. 1: Streichen eingemessener Kluftflächen, 2: vermutete, wichtige Bewegungsflächen (photogeologisch festgestellt), 3: Altkristallin, 4: Sedimentmantel.

hier weg schwenken nun die Verrucanophyllite und auch der Ilanzer Verrucano in die Talachse der Val Zavràgia ein (s. Fig. 26). In ihrem unteren Teil findet man auf 1040 m Aufschlüsse von N-S streichender Trias (Quarzit, Dolomit, Rauhwacke). Dadurch wird der Zusammenhang zwischen Nadélser- und Schlanser- bzw. Capedertrias sehr wahrscheinlich. Letztere hat ihre ausserordentliche Mächtigkeit (mind. 150 m) somit durch tektonische Zusammenstauung am Eckpfeiler des nach E rasch abtauchenden Aarmassivs erhalten. Nicht umsonst wird gerade im Raum zwischen Alp Titschal und Val Zavràgia nirgends Trias angetroffen. Die Schlanser-Capeder-Trias wurde daher durch penninische Schübe nach N vorgeschert, was auch durch auf ihre Nachbarschaft beschränkte Aufschlüsse des knotigen, fleckigen Phyllits (Typ Vorderalp, s. S. 429) erhärtet wird. In die gleiche Richtung weist auch die bereits von NIGGLI und STAUB (1914) erwähnte Anschiebungsfläche zwischen Ilanzer Verrucano und grauen bis violetten Phylliten unter Schlans. So beobachtet man z. B. am Schlans durchfliessenden Bach, 1010 m, innerhalb einem m intensive Wechsellagerung von grauem Phyllit, ausgewalztem Dolomit und stark kakiritischem Ilanzer Verrucano mit vielen feinsten Kalzitäderchen. Letzterer sitzt etwa auch schollenartig im Phyllit. Nicht entgehen kann an dieser Stelle die Anhäufung von Muskowit im Ilanzer Verrucano.

In der oberen Val Plaunca, 1380 m, liegen im violetten Permphyllit vor allem randlich intensiv kakiritische, grobkörnige Quarzitschuppen (z. B. 3 m mächtig). Es sind daher neben Anschiebungen eigentliche Schuppen anzunehmen.

Eine weitere wichtige alpine Bewegungsfläche, die eventuell sogar als ausgequetschte Mulde angesprochen werden darf, trennt auf der Vorderalp den knotigen, fleckigen Phyllit vom nördlichen Paragneis (s. Profil. Taf. IV). Zwischen beiden wurden an verschiedenen Aufschlüssen Verschuppungen festgestellt, z. B. bei Koord. 722.3 175.8. Dort folgen über zerhacktem, klüftigem Paragneis mit zermalmtten Quarzlinsen 1 m knotiger Phyllit mit welliger s-Fläche, 1 m Paragneis, 3 m Phyllit, 2 m extrem schiefriger Paragneis. Dann erst folgt der zusammenhängende Phyllitzug, der gegen die oberste Paragneisschuppe eine auffällige Zunahme vertikaler Klüfte zeigt. Genau in der östlichen Verlängerung dieser tektonischen Linie stösst man oberhalb St. Martin auf das erwähnte Karbon. Nördlich davon findet man im Wald einige Rauhwackeaufschlüsse. Ob dieser Muldenkeil mit der Trias der unteren Val Gronda in Verbindung zu bringen ist, lässt sich wegen dem ausgedehnten Sackungsgebiet von Wasmen (südlich St. Martin) nicht entscheiden. Diese ist

jedenfalls keine direkte, ist doch am Westhang des Tscharbachs sicher nirgends Trias anstehend, während sie am östlichen mächtig entwickelt ist. Dort scheinen ebenfalls mannigfaltige, verwickelte, tektonische Bewegungen stattgefunden zu haben, deren Entwirrung durch die verstürzten, steilen Gehänge und die dichte Vegetation zusätzlich erschwert wird.

Etwa 100 m unterhalb der nördlichsten Umbiegung des Tscharbachs wurden von oben nach unten, resp. S nach N folgende Detailprofile aufgenommen:

- Ca. 40 m intensiv hellbraun anwitternder, schmieriger Serizitschiefer bis -quarzit, der grosse Ähnlichkeit mit dem Schiefer nördlich des Karbons aufweist (s. S. 425), anderseits durch starke Mylonitisierung auch aus dem Augengneis der Serie V (s. S. 389) hervorgegangen sein könnte.
- 3 m violette Phyllite von Quartenschiefertypus
- 3 m feinkörniger, weisser Quarzit, nach oben mit hellgrünen Serizitphylliten wechsellagernd
- Knotige, gefleckte Phyllite, grauviolett, nach oben grünlich

Dieselben braunen Serizitschiefer findet man weiter südlich bei der Umbiegung des Tscharbachs. Ihnen aufgelagert sind wenige m grobkörniger Quarzit, sodann mind. 50 m mächtige Rauhwacke und Dolomit, dem dann der Augengneis (Serie V) folgt. Unter, stratigraphisch über letzterem, findet man sporadisch stark limonitische Quarzite, die sehr wohl dem Triasbasisquarzit entsprechen können. Es scheint somit, dass sich über phyllitischem Perm ausserordentlich intensiv verwalzte Trias und Kristallin- (evtl. Karbon-!) Schuppen lagern, über welchen dann verkehrte Trias und Altkristallin liegen. Wahrscheinlich hat die ausserordentliche Mächtigkeit der Trias ihren Grund in tektonischem Zusammenschub. Dieselbe umgekehrte stratigraphische Reihenfolge lässt sich weiter östlich, am Petersbach südlich Meierhof feststellen:

Von oben nach unten:

- in ca. 1300 m mächtige Rauhwacke
- in 1290 m schwarze Tonphyllite mit feinen Kalkschnüren und verrosteten Quarzitbänken, Bündnerschiefer
- in 1250 m knotige, fleckige Phyllite
- Ilanzer Verrucano

Hier liegt somit liasischer Bündnerschiefer (s. u.) eindeutig unter der Trias. Das gleiche Bild bietet sich auch am gegenüberliegenden, linken Talhang, wo sich zwischen Dolomit und Bündnerschiefer stellenweise bis etwa 5 m mächtige Quartenschiefer einstellen (violette und hell-

grüne Phyllite mit weissen Quarzitbänken). Schon ALB. HEIM sind 1891 diese dunklen Phyllite unter der Trias aufgefallen, die er unter Vorbehalt ins Karbon stellt.

Weiter gegen E hat WYSSLING (1950) verschiedenenorts Beobachtungen gemacht, die es glaubwürdig erscheinen lassen, dass auf der Nordseite des GM der Kontakt Verrucano-Trias tektonischer Natur ist.

Südöstlich von Meierhof zweigt nun ein weiterer Triaszug nach S ab, der sich mit der südlichen Sedimenthülle verbindet und auf seinem Rücken die aufrechte Bündnerschieferserie des Sez Ner-Piz Mundaun trägt. Man sieht daher deutlich, dass das Altkristallin im NE als nach N überliegende, spitze Antiklinale endigt, deren Hülle auf beiden Schenkeln mehr oder weniger erhalten geblieben ist. Ihre oft extreme Ausquetschung wird weiter verständlich, wenn man berücksichtigt, dass westlich Meierhof, zwischen Verrucanophylliten und mittlerer Trias, nirgends Quarzite angetroffen werden. Auf solche stösst man erst ca. 400 m weiter südlich im Petersbachbett. Diese keilförmige Antiklinale wurde somit nach N über den Verrucano vorgeschert, deren Triasbasis ganz im E zurückblieb.

Mit dieser Annahme könnte man auch die eigentümliche Stellung der Trias auf Alp Titschal erklären. Nach den Profilen von NIGGLI und STAUB (1914), FR. WEBER (1924) und WINTERHALTER (1930) bildet diese Trias einen symmetrischen Muldenkeil, in dessen Zentrum noch Lias auftreten soll. Letzterer konnte trotz intensivem Suchen nicht anstehend gefunden werden. Bei Einmuldung, resp. Einschuppung sollte doch, wie übrigens auf der Karte von WEBER (l.c.) dargestellt, der unterliegende Quarzit (dort als Perm ausgeschieden) noch weiter nach W ziehen oder doch zum mindesten eine tektonische Narbe sichtbar sein. Der Quarzit streicht am W-Ende aber flach in die Luft hinaus und liegt an oft gut erkennbarer Fläche, nur wenig nach SE geneigt, auf dem Flatschengneis. Eine Einschuppung hätte auch eine intensivere Tektonisierung von Quarzit und Gneis bewirkt. Unmittelbar unter dem Quarzit fehlt im Gneis öfters der Muskowit, was auf permischer Verwitterung beruhen dürfte (s. südliche Sedimente). Die Bankung im weissgeaderten Dolomit und (weniger sichtbar) in der Rauhwacke ist ebenfalls fast horizontal. Nach der Auffassung des Verfassers ist aus den dargelegten Gründen die Titschaler Trias als flach auf dem Gneis klebender Erosionsrest anzusehen, ähnlich denjenigen östlich der oberen Val Gronda. Wahrscheinlich stand sie voralpin mit derjenigen am rechten Hang der unteren Val Gronda in direkter Verbindung, bis letztere alpin an einer morphologisch

ausgeprägten N-S-Linie um ca. 1,5 km nach N vorgeschert wurde. Diese Vermutung lässt sich besonders schön photogeologisch erhärten (siehe Strukturkarte, Fig. 26).

Angesichts dieser namhaften Schiebungsbeträge ist sicher auch der Ilanzer Verrucano in sich verschuppt worden. Dies lässt sich aber wegen seinem leichten Zerfall und Zerklüftung nur schwierig feststellen. Starke Kakiritisierung und schwarmartiges Auftreten von Quarzadern weisen in diese Richtung (z. B. im Bach östlich Lumneins, 1200 m).

B. Die südlichen Sedimente

Das östliche Altkristallin des GM ist im S von autochthonen Sedimenten überlagert, welche die Scopimulde aufbauen und weiter über die Greina, das Mundaungebiet nördlich der Val Lugnez (s. P. NIGGLI, 1950, Taf. II) und nach neueren Untersuchungen von NABHOLZ (1948) bis an den Ausgang des Safientals ziehen. Im S werden diese gotthardmassivischen Sedimente von stark vorbewegter penninischer Trias und ihren hangenden, mächtigen Bündnerschiefern überdeckt. Bei den Untersuchungen wurden vor allem die gotthardmassivische Trias, nur mehr randlich die liasischen Bündnerschiefer berücksichtigt.

I. GESTEINSTYPEN

I. Quarzitischer Verrucano

Unter dieser Bezeichnung sollen Gesteine zur Behandlung gelangen, welche nach oben in sicheren Triasbasisquarzit übergehen, der seinerseits im Hangenden mit Dolomit zu wechsellagern beginnt. Gegenüber dem Ilanzer Verrucano unterscheidet sich dieses Gestein grundsätzlich: Es ist bedeutend härter, feinerbrekziös und quaderartig geklüftet. Es ist nie so serizit- (phengit-) reich. Seine mechanische Beanspruchung ist nie so gross; man kann die einzelnen Bruchstücke immer gut abgrenzen. Polymineralische Gerölle, Aplite, Granite, Pegmatite etc., wie sie im Ilanzer Verrucano die Regel bilden, fehlen hier vollkommen. Violette Quarze sind hier häufiger, der Phengit ist immer äusserst feinblättrig; im Ilanzer Verrucano gelegentlich auftretende Muskowite kommen hier nirgends vor. Vor allem aber ist es das konstante Auftreten von Mikroklin (bis 30%), anderseits die praktisch völlige Abwesenheit von Albit, was ihn von der Ilanzer Fazies im nördlichen Teil meines Untersuchungsgebiets grundsätzlich unterscheidet.

Die Mächtigkeit des quarzitischen Verrucanos beträgt meistens nur wenige m und nimmt von W nach E zu (z. B. unter dem Piz Tgietschen

kaum entwickelt, westlich Lumbrein mindestens 10 m mächtig). Er ist durchgehend, meist diskordant, an scharf ausgeprägter Fläche dem Altkristallin aufgelagert. Häufig sind nach dem messende Lagen hellgrüner, phengitreicherer, z. T. kalzitführender Phyllite eingeschaltet.

Makroskopisch erkennt man in einem sehr feinkörnigen, blassgrünen Grundgewebe mm-grosse Bruchstücke von weissem, hell- und dunkelviolettem, bisweilen auch himmelblau trübem Quarz, hellgrüne Tonschieferfetzen, sodann reichlich weisse, etwa auch rötliche Mikrokline, die bei Einfluss der Atmosphären gelb werden oder ganz herauswittern und kleine Hohlräume hinterlassen. Die Schieferung ist normalerweise schwach.

Mikroskopisch zeigen sich mm-grosse, schwach undulöse, rundliche Quarze. Dicht daneben wieder durchgehend zertrümmerte, was durch brettartige Differentialbewegungen erklärt werden kann. Porphy Quarze sind weniger häufig als im nördlichen Verrucano. d des Mikroklin oft 2 mm. Er ist völlig unzersetzt, deutlich feingegittert und enthält nie Albitspindeln. Bemerkenswert ist, dass seine Triklinität $\Delta = 0,88$ von derjenigen im Altkristallin und seinen Gangbildungen nur wenig abweicht (s. S. 385, 403, 412). Gemäss M. GRÜNENFELDER (pers. Mitteilung) ist auch die Triklinität der Mikroklinperthite im Roffnaporphyr ($\Delta = 0,87$) den erwähnten Werten durchaus ähnlich. Es werden auch reliktsch Karlsbaderzwillinge beobachtet. Der Mikroklin ist gern von einem frischen, optisch etwas anders orientierten Rand umrahmt. Einzelne Kristalle haben ausgesprochen idiomorphe Begrenzung, doch ist trotzdem authigene Entstehung auszuschliessen. Schriftgranitische Quarz-Mikroklinsymplektite kommen vor. Wie Quarz kann auch er Resorptionsbuchten aufweisen. Quarz kann ihn unregelmässig aufzehren. Der Zement setzt sich aus Quarz und unregelmäßigem Serizit zusammen, der höchstens grössere Körner umflasert. Nebengemengteile sind Apatit, Zirkon; kein Turmalin. Auch in intensiv grünen Varietäten wurde kein Chlorit gefunden (z. B. Steinbruch westlich von Lumbrein).

Struktur ausgesprochen blastopsammitisch bis -pschepitisch.

Textur schwach kristallisationsschiefzig.

2. Triasbasis-Quarzit bis -Arkose

Durch allmähliche Abnahme des Phengitgehalts und der Korngrösse geht 1 in einen weissen, feinkörnigen, harten Quarzit über, der wenige m Mächtigkeit kaum überschreitet. Da er nach oben mit hellgelbem, verschiefertem Dolomit, der mit Rauhwacke zur mittleren Trias gestellt werden muss, wechsellagert, ist sein untertriadisches Alter, dem Melersandstein entsprechend, sichergestellt. Auch er führt z. T. reichlich Mikroklin und muss dann als Arkose bezeichnet werden. Rötliche Quarze trifft man hier viel seltener als in 1. Allgemein ist die Mikroklinführung kleiner.

Da sowohl 1 und 2 ineinander übergehen, mikroskopisch, ausser dem unterschiedlichen Phengitgehalt, hinsichtlich qualitativem Mineralbestand weitgehend übereinstimmen (Mikroklin!) und altersmässig nicht

stark differieren können, neigt Verfasser dazu, beide Typen in die Trias zu stellen. Wenn auch der Ausdruck „Verrucano“ in erster Linie auf permische Bildungen angewandt werden sollte, so wurde er bei 1 in mehr beschreibendem Sinne gebraucht, um eine polymikte Brekzie zu kennzeichnen. Vom Ilanzer wie auch vom phyllitischen Verrucano unterscheidet sie sich neben den erwähnten Eigenschaften noch dadurch, dass ihr eruptive Gesteine jeglicher Art fremd sind.

3. Dolomit, Rauhwaacke, Marmore

In unmetamorphem Zustand ist der Dolomit hellgrau, massig und feinkörnig mit wurzelartigen, weissen Kalzit-Quarzadern. Bei stärkerer Überarbeitung wird er gelb bis bräunlich und schiefrig. Dann lagern sich gern grünlich-silberglänzende Tonhäute mit feinsten Fältelungen ein.

Mikroskopisch bildet der Dolomit ein granoblastisches, bei stärkerer Dislokationsmetamorphose zunehmend verzahntes Gewebe, d 0,01—0,1 mm. Die meist isometrischen Körner werden in schiefrigen Typen linsig. Die Korngrösse variiert kaum im Schlibfbereich. Der undulöse Kalzit in den weissen Adern ist immer bedeutend gröberkörnig (d mehrere mm) mit breiten Zwillingslamellen. Diese Adern sind zu verschiedenen Zeiten entstanden, da die grobkörnigen die feinkörnigen durchschneiden. Dass in ihnen vorwiegend Kalzit auftritt, ist seiner — verglichen mit Dolomit — erhöhten Löslichkeit zuzuschreiben. Ebenfalls auf sie beschränkt ist grober Quarz, der etwas Böhmsche Streifung zeigt, sonst aber völlig unbeanspruchert erscheint, was wiederum, ähnlich wie bei den Quarzporphyren, darauf zurückgeführt werden kann, dass die alpinen Differentialbewegungen in der plastischen, leicht rekristallisierenden Dolomitmasse aufgefangen wurden. Serizit schliesst sich gern zu zusammenhängenden Häuten zusammen, längs denen Erzlösungen eindringen.

In einem makroskopisch grünlich-grau erscheinenden Typ bemerkt man u. d. M. bedeutende Mengen eines Glimmers mit Pleochroismus n_z schwach bräunlich, n_x hellgelb bis farblos, $-2V$ fast 0° , mittleres n ca. 1,595, wahrscheinlich Phlogopit. Im gleichen Schlibb vorhandener Muskowit wächst idioblastisch in ersteren hinein, so dass Färbung durch limonitische Lösungen ausgeschlossen ist, was auch durch den kleinen Achsenwinkel bekräftigt wird.

In oft beträchtlicher Mächtigkeit entwickelt ist auch hier Rauhwaacke, die immer über dem Dolomit liegt und häufig weisse bis graugetupfte Kalk- bzw. Marmorbänke enthält (Gips ist nur selten aufgeschlossen, z. B. westlich Lumbrein). Auch sie birgt, allerdings nicht so regelmässig wie Dolomit, Tonschieferhäute, die auf dem Hauptbruch auseinandergerissen sein können.

4. Quartenschiefer

So mannigfaltig der äussere Habitus dieser meist feinkörnigen Gesteine ist, so eintönig ist ihr mikroskopisches Bild. Vorherrschend sind

sehr weiche, hellgrüne, weniger violette oder ockergelbe Phyllite, z. T. mit gelben Dolomitschmitzen. Nicht selten sind grosse, idiomorphe Pyrite. Die violetten Typen sind gern etwas sandig und können dann kaum von Permphylliten unterschieden werden. Die Mächtigkeit dieser Phyllite ist meistens unbedeutend. Einzig auf dem Westgrat des Piz de Vrin, wo sie tektonisch zusammengeschoben und verschuppt sind (siehe Detailprofil, S. 446), können sie auf ca. 500 m Distanz in flacher Lagerung studiert werden. Weiter östlich, d. h. im Gebiet Vrin-Lumbrein bis Obersaxen, treten sie kaum mehr auf.

Mikroskopisch nimmt man z. T. ausgeprägt plattigen Quarz, d 0,05 mm, wahr. Serizit herrscht weitaus vor bei welliger Regelung. Feinschuppiger Chlorit besitzt braune Interferenzfarbe. Kalzit sitzt in Adern oder bildet einzeln gelangte Körner. Nebengemengteile sind Zirkon, Zoisit, Rutil, bläulichgrüne Turmalinstengel. In den violetten Typen lagert sich nach der s-Fläche feinplattiger Hämatit. Auch beginnende Chloritoidbildung kann hier im östlichsten GM nirgends beobachtet werden. Durch die Kalzitadern kann der extrem plattige Quarz ungestört durchsetzen, nicht aber der Serizit. Der Quarz scheint somit nach der Bildung des Serizits noch bedeutende Rekristallisationen erfahren zu haben.

5. Die gotthardmassivischen Bündnerschiefer

Sie liegen über der Trias und bilden das höchste und jüngste Schichtglied des autochthonen, gotthardmassivischen Sedimentmantels. Bis unter die penninische Trias von Peiden und den hangenden Lugnezerschiefern sind sie hier mindestens 500 m mächtig, weiter im E bis gegen 1000 m (Piz Mundaun). Diese relativ monotone Serie meist schwärzlicher und grauer Schiefer und Phyllite kann aber nur als Ganzes mit Erfolg bearbeitet werden. In Anbetracht, dass das ostwärts an mein Terrain anschliessende Gebiet (Blatt Ilanz der Siegfriedkarte) gegenwärtig eingehend von Prof. E. NIGGLI bearbeitet wird und seine Stratigraphie 1948 von NABHOLZ monographisch beschrieben wurde, sollen die der Trias aufsitzenden Gesteinstypen nur kurz behandelt werden.

Dem Quartenschiefer oder, wenn dieser fehlt, Dolomit oder Rauhwacke aufsitzend, folgen glatte, schwarze, meist braunverrostete Tonphyllite, denen dunkelgraue, rostige, oft deformierte Pyrite führende Quarzitbänke eingeschaltet sind. Nördlich von Vrin enthalten sie weisse, ungeklüftete Quarzkauern lateralsekretionärer Entstehung, teilweise mit gelblichem, oft randlich angeordnetem Kalzit, welche sich der lokalen Wellung des dunklen Phyllits anschmiegen. Die s-Fläche des letzteren ist glatter, wenn diese Schmitzen fehlen, was darauf hindeutet, dass sie vor allem an Stellen verstärkter, tangentialer Schübe mit verbundener Auflockerung des Phyllits die Hohlräume ausfüllen können.

U. d. M. zeigen diese Phyllite ein stark schwankendes Serizit-Quarz-Verhältnis. Der Quarz ist vor allem in serizitreichen Typen plattig. In mehr sandigen Typen konnte kein Feldspat gefunden werden. Feinster wolkiger bis schlieriger Graphitoid verleiht dem Gestein die dunkle Farbe. Als Nebengemengteil ist auch hier etwa grüner Turmalin anwesend. Nach NABHOLZ (l. c.) führen diese mehr tonigen Typen häufig farblosen Chloritoid, der aber nicht eindeutig festgestellt werden konnte.

Nach oben werden diese tonigen Phyllite kalkreicher und sandiger. Der Kalzit ist entweder statistisch verteilt oder dann in feinsten Lagen mit schräg durchsetzenden Clivageflächen angeordnet. Sie bilden im Gelände wegen höherer Härte steile Stufen, z. B. Alp Ramosa. Am Westhang des Piz de Vrin sieht man bei Westbeleuchtung deutlich den Unterbau mehr toniger, schwarzer Phyllite, über welche sich die mehr kalkig-sandige Abteilung legt, die von ferne bräunlich erscheint und viele dicke Quarzschmitzen aufweist.

II. TEKTONIK. STRATIGRAPHIE

Im Gegensatz zu den nördlichen Sedimenten sind auf der Südseite des GM-Altkristallins die tektonischen Verhältnisse einfach, wenn man von einigen lokalen Verschuppungen absieht. Als wohl ältestes monometamorphes Sediment legt sich Trias auf das Altkristallin, die sich als schwach nach SE geneigte, in ungestörter Lagerung 10 m kaum übersteigender Platte von der Gipfelpartie des Piz Tgietschen-Südrand der Alp Ramosa Südhang der Val Largia Glennertal Alp de Lumbrein-Alp Nova-Alp Prada bis nach Meierhof lückenlos verfolgen lässt.

Das Augenmerk wurde besonders auch auf die Kontaktverhältnisse Altkristallin-Sedimenthülle gerichtet, um die Frage abzuklären, ob letztere an Ort und Stelle abgelagert wurde oder aber aus dem S durch penninische Schübe herangetragen wurde. 1938 hat R. STAUB die Ansicht geäußert, dass die helvetischen Decken z. T. in dem Raume einzuwurzeln seien, der heute von den besprochenen Bündnerschiefern eingenommen wird. Diese wären nach ihm penninische bis ultrahelvetische, ursprünglich bedeutend weiter im S abgelagerte Elemente und hätten bei ihrem Vormarsch nach N die helvetischen Decken vorgeschürft. Verschiedene Detailbeobachtungen führen aber dazu, die südliche Sedimenthülle des östlichen GM als autochthon zu betrachten:

Wenig östlich unter dem Gipfel des Piz Tgietschen lässt sich der Kontakt Augengneis der Serie II - Triasarkose sehr schön studieren. An einer scharf definierten, schwach gewellten, im Durchschnitt ca. 10° südöstlich fallenden Fläche lagert sich die löcherige Triasarkose auf dem etwa 50° südöstlich geneigten Augengneis, der randlich keine Spur von Ver-

schleppung zeigt. Schwach gebogene Löcherreihen von herausgewittertem Mikroklin scheinen lokal aber kleine Schiebungen anzuzeigen. Bemerkenswert ist hier die deutliche Diskordanz von $30-40^\circ$ (s. Fig. 27).

Diese scharfe Auflagefläche lässt sich auch weiter im E (z. B. Steinbruch westlich Lumbrein, Val de Mulin, Alp de Lumbrein und im Gebiet östlich der Val Gronda) immer mehr oder weniger schön beobachten. Dasselbe gilt auch von der Diskordanz, die aber lokal (z. B. südlich der Val Largia) kleine Beträge annehmen kann.

In der Val de Mulin ist der Kontakt Gneis-Trias örtlich etwas verruscht. Damit im Zusammenhang steht eine beschränkte Imprägnation mit Pyrit (d bis 5 mm) sowie das Auftreten zahlreicher Quarzlinsen. Hier ist auch der Augengneis etwas geschleppt. Die Augen sind gegen den Kontakt etwas abgeflacht und ihre Zahl scheint in dieser Richtung etwas abzunehmen.

Südlich der Alp Nova ist die Diskordanz von $20-30^\circ$ immer noch deutlich feststellbar.

Zu diesen beiden Hauptmerkmalen am Gneis-Trias-Kontakt, nämlich der herzynischen Diskordanz und der autochthonen Natur der jüngeren Sedimente tritt im S noch ein weiteres: Innerhalb weniger m vom Kontakt weg tritt im Augengneis der Muskowit zugunsten von

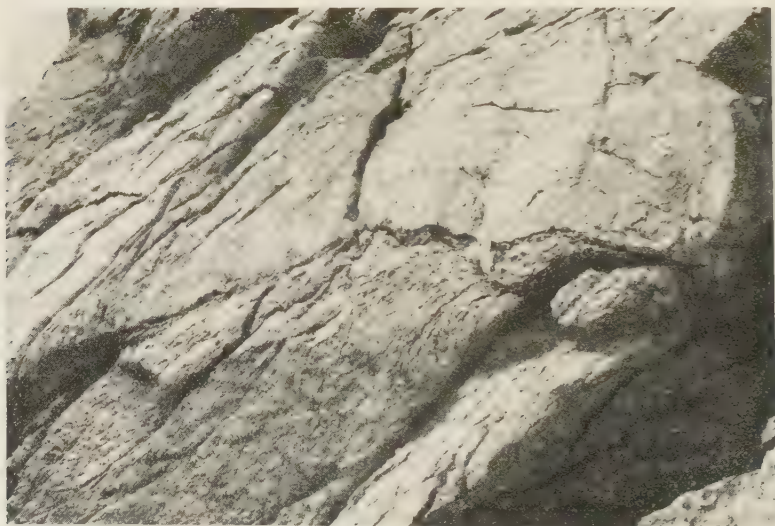


Fig. 27. Diskordanz zwischen Augengneis der Serie II, ca. 50° südöstlich fallend (unten) und Triasarkose, etwa 10° südöstlich fallend (oben). Scharfe Grenzfläche. Östlich unter Gipfel Piz Tgietschen.

Serizit stark zurück. Der Gneis nimmt dadurch eine hellgrüne Farbe an, homogenisiert sich gleichsam und ist dann leicht mit Ilanzer Verrucano zu verwechseln (z. B. südlich Alp Ramosa, Steinbruch westlich Lumbrein, Val de Mulin, Plaun de Cistagls). Nach persönlicher Mitteilung von Prof. E. NIGGLI, der mich auf gemeinsamen Exkursionen in verdankenswerter Weise auf diese Erscheinung aufmerksam machte, soll dies auf permischer Verwitterung beruhen.

Sowohl quarzitischer Verrucano, Triasarkose sowie in minderm Masse der plastischere Dolomit sind fast überall von ca. N-S verlaufenden, teilweise mit Quarz gefüllten Klüften durchschnitten, z. B. östlich Val Gronda, wo sich parallel diesen Kluftflächen riesige, quaderförmige Blöcke gelöst haben. Ein Teil dieser Bewegungen, die auch den liegenden Gneis ergreifen können, sind alpin, vor allem dort, wo die bis 4 m verwerfenden Bruchspalten mit intaktem Milchquarz ausgekleidet sind, ein anderer ist rezent, durch welche der Quarz von der Kluftwand abgehoben sein kann.

Ein zweites, weniger ausgeprägtes Kluftsystem verläuft westöstlich. Dadurch erhalten die beiden Triasinseln östlich der oberen Val Gronda ihre eigenartige, aus aufeinander senkrecht stehenden Begrenzungselementen bestehende Form. Hier zeichnet sich auch ein kleines, west-östlich aufgebrochenes Gewölbe in der Trias ab (s. Strukturkarte, Fig. 26). Weiter südlich liegt im Raum der Alp de Lumbrein die Triasarkose als flache Antiklinale auf dem Kristallin und streicht dann als relativ ebene Platte weiter nach W.

Südlich der Alp Ramosa sprechen verschiedene Anzeichen für Verschuppungen: Riesige Mächtigkeit der Trias (bis 100 m), isolierte, randlich mylonitische Quarzitkeile in Dolomit und Gneis, Repetitionen einzelner Schichtglieder (s. Detailprofile).

Prof. W. LEUPOLD teilte mir freundlicherweise mit, dass bei einer Sondierbohrung südwestlich Pass Diesrut, also wenig südlich des Arbeitsgebiets, nach 47 m zum zweiten Male tonige Bündnerschiefer angebohrt wurden.

Zur weiteren Veranschaulichung sollen im folgenden noch einige Detailprofile angeführt werden, von denen aber keinem absolut repräsentativer Charakter zukommt:

Profil unter nördlicher Triasinsel, östlich oberer Val Gronda

Rauhwaacke

10 m Rauhwaacke mit Dolomitschmitzen

3 m schiefriger, gelber Dolomit

1 m Wechsellagerung Dolomit-Quarzit mit hellgrünen Serizitphylliten

2 m feinkörniger, weisser, massiger Quarzit mit Mikroklin
 15—20 m quarzitischer Verrucano mit rötlichen Quarzen
 Kalifeldspatreicher Muskowitgneis der Serie III.

Profil südlich der Val Largia, 10 m mächtig

Schwarze, glatte Tonphyllite, unterer Lias
 Hellgelbbraunlicher Serizitschiefer, evtl. Quartenschiefer
 Rauhwacke, nach unten weniger löcherig
 Massiger Dolomit
 Schieferiger Dolomit mit hellgrünen Tonhäuten
 Quarzit mit phyllitischen Lagen
 Augengneis.

Profil Westgrat Piz de Vrin. Horizontalerstreckung 1,6 km (von E nach W)

Unter dem Piz de Vrin etwas hellere, kalkreichere Serizitphyllite.
 Über weithin sichtbarer Grenze folgt dann ein glattschiefriger Tonphyllit mit Ein-
 drücken von Pyrit
 Ockergelber Tonphyllit
 Graue bis violette Tonschiefer, teilweise sandig, mit hellgelben Dolomitschmitzen,
 bedeutende Mächtigkeit, Quartenschiefer. Auch sie enthalten Bänke dunkel-
 grauer, körniger Quarzite (Schuppen von Hettangien-Quarzit?)
 Hellgrüne und ockergelbe Tonphyllite, etwas chloritführend, z. T. mit grossen
 Pyriten, sowie Einschaltungen schwächtiger, schwarzgesprenkelter Serizit-
 quarzitlagen (Liasschuppen?)
 Schubfläche wahrscheinlich.
 Schwarze Tonphyllite mit hellen Quarzitbänken, Lias.
 Ockergelber Serizitphyllit, frisch etwas grünlich, obere Trias?
 Grauer, massiger Dolomit mit Kalk-Quarzadern, nach oben schiefriger, wiederum
 mit Tonhäuten
 Rauhwacke
 Schieferiger, gelber Dolomit mit Tonhäuten
 Mikroklinführende Triasbasis-Arkose, nach oben wechsellagernd mit Dolomit
 Augengneis der Serie II

Profil am 1. Bach westlich Hütten Alp Ramosa (von oben nach unten)

10 m hellgrünlichgrauer Serizitschiefer, stark beansprucht und verfälscht, mit
 Lagen von Dolomit (Quartenschiefer?). Schwarze, weiche Tonphyllite, in
 die im unteren Teil helle, gelbliche Tonschieferbänke (z. B. 3 m mächtig)
 eingeschaltet sind (wahrscheinlich Triasschuppen).
 14 m dunkelgrauer, kalkiger Tonschiefer mit kalkarmen Einlagerungen
 1 m schiefriger Dolomit mit Dolomitschmitzen
 ½ m Rauhwacke
 4 m gelber, schiefriger Dolomit, häufig mit ½ m mächtigen Kalk- bis Marmor-
 bänken
 Schubfläche wahrscheinlich.

- 4 m flaseriger, dunkelgrauer, knotiger Serizitquarzit mit weissen Quarzklüften (Hettangienquarzit?).
 - 2 m gelbbrauner Tonschiefer
 - 1 m schwärzlicher, körniger Serizitquarzit
 - 2 m schwach grünlicher, gefalteter Serizitphyllit mit $\frac{1}{2}$ cm breiten Dolomitlinsen
- Gehängeschutt

C. Quartär, Morphologie

Die ausgesprochene destruktive, alpine Dislokations-Epimetamorphose hat die Gefüge aller Gesteinstypen weitgehend gelockert. Dies äussert sich morphologisch in ihrer grossen Neigung zu oft ausgedehnten Sackungen und Hackenwurf, z. B. Alp Cavel, oder zur Bildung dem Hang paralleler Bodenwälle, z. B. unter der Vorderalp.

Die meisten grösseren Bäche, die in den Vorderrhein münden, bilden schöne Schuttkegel, bei denen sich z. T. ältere und rezente auseinanderhalten lassen (z. B. am Zavragiabach).

Der weit ausholenden, talauswärts geneigten Terrasse von Obersaxen entspricht links vom Vorderrhein die Terrasse von Brigels. Beide stellen ein altes Bett dieses Flusses dar, das von einem ausgedehnten Rheingletscher ausgeräumt wurde: Zeugen davon sind auf der Obersaxener Terrasse die zahlreichen Moränenblöcke von Cristallina-Granodiorit und, weniger häufig, Medelsergranit.

Der Lauf des Vorderrheins hat sich im Untersuchungsgebiet mehrmals geändert, was man leicht photogeologisch an alten Rinne als auch an der bogenförmigen Begrenzung einzelner Waldparzellen erkennen kann. Seine Schleife bei Tavanasa ist nicht etwa durch einen Schuttfächer des Tscharbachs bedingt, sondern stellt einen einfachen Mäander im dort breiten Talboden dar.

Der Glenner hat unterhalb Vrin, westlich Surin, ebenfalls seinen Lauf gewechselt. Dort wird sein rechtes Ufer von etwa 20° talwärts geneigten Kiesbänken gebildet. An einer Stelle, wo der Glenner auffällig nach W abbiegt, beträgt ihre Mächtigkeit mindestens 30 m. Die darüber gelagerte Moräne spricht für interglaziales Alter des damals mehr südöstlich angelegten Tales. Die 20—30° geneigten Bänke, die sich ausschliesslich aus Bündnerschiefergeröllen zusammensetzen, lassen sich dadurch erklären, dass der Fluss damals bedeutend weniger weit nach rückwärts eingeschnitten war und damit stärkeres Gefälle besass.

Tabelle IX

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
SiO_2	65,39%	64,44%	64,36%	65,54%	66,78%	74,35%	76,69%	78,28%	69,67%	69,53%
Al_2O_3	16,03	15,77	16,63	14,61	18,69	14,77	12,27	12,79	15,39	13,74
Fe_2O_3	0,91	1,66	1,22	1,16	0,81	0,83	1,28	0,72	0,69	1,04
FeO	2,18	1,61	2,84	2,54	0,80	0,30	0,23	0,36	1,04	0,44
MnO	0,04	0,04	0,05	0,66	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,03
MgO	0,89	1,20	2,01	2,04	0,68	0,10	0,18	0,16	1,40	0,57
CaO	2,69	3,08	1,26	2,03	0,74	0,40	0,69	0,34	1,48	4,10
Na_2O	3,68	3,76	3,17	3,08	4,32	4,67	2,78	1,60	5,06	6,37
K_2O	3,36	3,97	4,16	4,96	5,16	3,01	5,07	3,69	3,95	0,78
$\text{H}_2\text{O} +$	1,99	1,76	3,21	1,62	1,74	1,03	0,87	1,51	0,74	0,23
$\text{H}_2\text{O} -$	0,04	0,03	0,07	0,06	0,06	0,02	0,05	0,04	0,11	0,06
CO_2	1,74	1,78	—	0,90	—	0,18	—	0,16	0,15	2,72
TiO_2	0,74	0,62	1,04	0,66	0,17	0,20	0,14	0,05	0,36	0,20
P_2O_5	0,37	0,42	0,14	0,25	0,05	0,23	0,01	0,27	0,02	0,33
	100,05	100,14	100,16	100,11	100,02	100,10	100,28	99,99	100,08	100,14
si	299	276	278	277	309	448	501	615	323	329
al	43,5	40	42	36,5	51	52,5	47	59	42	38,5
fm	17,5	19	27,5	28	10,5	6	9,5	8,5	16	9,5
c	13	14	6	9	3,5	2,5	4,5	3	7,5	20,5
alk	26	27	24,5	26,5	35	39	39	29,5	34,5	31,5
k	0,38	0,41	0,46	0,51	0,44	0,30	0,55	0,60	0,34	0,07
mg	0,34	0,41	0,48	0,47	0,45	0,18	0,21	0,22	0,60	0,42

Zusammenstellung der Gewichtsprozente und Molekularwerte der neuen Gesteinsanalysen (Analytiker: A. FEHR) (Tabelle IX)

1. Beanspruchter Augengneis, untere Val Gronda
2. Beanspruchter Augengneis, untere Val Gronda
3. Epi-Granitgneis, untere Val Gronda
4. Biotit-Granitgneis, Alp Ramosa
5. Muskowit-Pegmatit, nordöstlich Val Gronda
6. Muskowitaplit, südöstlich Piz Zavragia
7. Massiger Quarzporphyr, nordöstlich Piz Cavel
8. Verschiefter Quarzporphyr, östlich Piz Gren
9. Hornblende-Biotit-Dioritporphyr, nordöstlich Piz Gren
10. Quarzporphyr im phyllitischen Verrucano, nördlich Capeder

Literaturverzeichnis

- AMBÜHL, E. (1929): Petrographie und Geologie des zentralen Gotthardmassivs südlich Andermatt. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, S. 265.
- AMPFERER, O. (1934): Tektonische Studien im Vorderrheintal. Sitzungsbericht Akad. Wiss. Wien, 143, S. 299.
- AMSTUTZ, G. C. (1954): Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. Publ. „Vulkaninstitut I. Friedlaender“, 5.
- ANDERSON, G. H. (1934): Pseudo-cataclastic texture of replacement origin in igneous rocks. Amer. Mineral. 19, S. 185.
- ANDREATTA, C. (1954): Über die Verglimmerung der Plagioklase in der tektonischen Metamorphose. Tscherm. Mitt. 3, S. 350.
- BEARTH, P. (1948): Über Albitisierung im Altkristallin des Monte Rosa. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, S. 140.
- BECKE, F. (1908): Über Myrmekit. Tscherm. Mitt. 27, S. 377.
- BEDER, R. (1909): Über basische Eruptivgesteine im ostschweizerischen Verrucano. Diss. Univ. Zürich.
- BRÜCKNER, W. (1941): Über die Entstehung der Rauhacken und Zellendolomite. Ecl. geol. Helv. 34, S. 117.
- BURRI, C. (1931): Bestimmung der Auslöschungsschiefe monokliner Augite und Hornblenden auf (010) mittels beliebiger Schnitte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 11, S. 285.
- (1950): Das Polarisationsmikroskop, Basel.
- BURRI, C. und NIGGLI, P. (1945): Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens, 1. Hauptteil, Zürich. Publ. „Vulkaninstitut I. Friedlaender“, 3.
- CADISCH, J. (1953): Geologie der Schweizeralpen, 2. Aufl., Basel.
- CHRISTA, E. (1936): Zur Frage der Mikrolithenschwärme in Plagioklasen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, S. 290.

- CORNELIUS, H. P. (1935): Zur Deutung gefüllter Feldspäte. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15, S. 4.
- (1939): Geologie des Grossglocknergebietes. Abh. Zweigstelle Wien d. Reichsstelle f. Bodenforschung, 25.
- DEICHA, G. A. (1951): Neue Methoden zur Erforschung der hydrothermalen und pneumatolytischen Einschlüsse in Mineralien und Gesteinen. Neues Jb. f. Mineral. Mh. 9, S. 193.
- (1952): Flüssige Einschlüsse im Granit und seiner Ganggefolgschaft und deren Bedeutung. Neues Jb. f. Min. Mh. 5, S. 145.
- DEWEY, H. and FLETT, J. S. (1911): British pillow-lavas and the rocks associated with them. Geol. Mag. Decade 5, V. 8, S. 202, 241.
- DRESCHER-KADEN, F. K. (1936): Über Assimilationsvorgänge, Migmatitbildungen und ihre Bedeutung bei der Entstehung der Magmen, nebst einigen grundsätzlichen Erwägungen. Chemie der Erde 10, S. 271.
- (1940): Beiträge zur Kenntnis der Migmatit- und Assimilationsbildungen sowie der syntektischen Reaktionsformen. I. Über Schollenassimilation und Kristallisationsverlauf im Bergellergranit. Chemie der Erde 12, S. 304.
- (1948): Die Feldspat-Quarz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneise. Berlin.
- EICHENBERGER, R. (1924): Geologische und petrographische Untersuchungen am Südwestrand des Gotthardmassivs (Nufenengebiet). Ecl. geol. Helv. 18, S. 451.
- ERDMANNSDÖRFFER, O. H. (1939): Studien im Gneisgebirge des Schwarzwaldes. XI. Die Rolle der Anatexis. Sitzungsber. Heidelberger Akad. Wiss.
- EUGSTER, H. P. (1951): Petrographische Untersuchungen im Gebiete der Val Russein. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 31, S. 1.
- EXNER, CH. (1950): Tektonik, Feldspatausbildungen und deren gegenseitige Beziehungen in den östlichen Hohen Tauern, Tscherms. Min. Petr. Mitt. 3. Folge, 1, S. 197.
- FERSMAN, A. E. (1931): Les pégnatites. Leningrad. Traduit en français 1951.
- FISCHER, G. (1925): Mechanisch bedingte Streifungen am Quarz. Zentralbl. f. Min. Geol. Pal. Abt. A, S. 210.
- FRIEDLAENDER, C. (1930): Erzvorkommnisse des Bündner Oberlandes und ihre Begleitgesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Serie, 16. Lfg.
- Geologischer Führer der Schweiz (1934), hg. v. d. Schweiz. Geol. Gesellschaft, Fasc. XII.
- GOLDSMITH, J. R. and LAVES, F. (1954): Potassium feldspars structurally intermediate between microcline and sanidine. Geochim. Cosmochim. Acta, Vol. 6, S. 100.
- GRUBENMANN, U. und NIGGLI, P. (1924): Die Gesteinsmetamorphose I. Berlin.
- HEIM, ALB. (1891): Geologie der Hochalpen zwischen Reuss und Rhein. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, 25. Lfg.
- (1919—1921): Geologie der Schweiz. Bd. II: Die Schweizer Alpen, Teil 1.
- HEBLING, R. (1938): Zur Tektonik des St. Galler Oberlandes und der Glarneralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz. Neue Folge, 76. Lfg., II.
- HEZNER, L. (1908): Petrographische Untersuchung der kristallinen Schiefer auf der Südseite des St. Gotthards. N. Jb. für Min. etc. B. 27, S. 157.
- HIRSCH, H. (1928): Radioaktivität der wichtigsten Granitmassen des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 8, S. 318.

- HUBER, H. M. (1943): Physiographie und Genesis der Gesteine im südöstlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 23, S. 72.
- HUBER, W. (1948): Petrographisch-mineralogische Untersuchungen im südöstlichen Aarmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, S. 555.
- JAKOB, J. (1952): Chemische Analyse der Gesteine und silikatischen Mineralien. Basel.
- KERN, R. (1947): Zur Petrographie des Centovalli. Diss. ETH, Zürich. Helsinki.
- KOENIGSBERGER, J. (1909): Einige Folgerungen aus geologischen Beobachtungen im Aare-, Gotthard- und Tessinermassiv. Ecl. geol. Helv. 10, S. 852.
- KOPP, J. (1923): Geologie der nördlichen Adula. Diss. Univ. Zürich. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 51.
- KÜNDIG, E. (1926): Selektive Metamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 6, S. 300.
- LANDES, K. K. (1933): Origin and classification of pegmatites. Am. Mineral. 18, S. 33 und 95.
- LAVES, F. (1950): The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars. J. of Geol. 58, p. 548.
- LINCK, G. (1937): Bildung des Dolomits und Dolomitisierung. Chemie der Erde 11, S. 278.
- MILCH, L. (1892): Beiträge zur Kenntnis des Verrucano. Leipzig.
- NABHOLZ, W. K. (1945): Geologie der Bündnerschieferberge zwischen Rheinwald, Valser- und Safiental. Ecl. geol. Helv. 38, 1.
- (1948): Das Ostende der mesozoischen Schieferhülle des Gotthardmassivs im Vorderrheintal. Ecl. geol. Helv. 41, S. 247.
- NIGGLI, E. (1944): Das westliche Tavetscher Zwischenmassiv und der angrenzende Nordrand des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 24, S. 58.
- (1948): Zur zeitlichen Abfolge der magmatischen und metamorphosierenden Vorgänge im Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28, S. 165.
- NIGGLI, P. (1912): Die Chloritoidschiefer und die sedimentäre Zone am Nordost-rande des Gotthardmassivs. Beitr. geol. Karte der Schweiz, N. F., 36. Lfg.
- NIGGLI, P. und STAUB, W. (1914): Neue Beobachtungen aus dem Grenzgebiet zwischen Gotthard- und Aarmassiv. Beitr. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 45. Lfg.
- NIGGLI, P. (1920): Die leichtflüchtigen Bestandteile im Magma. Leipzig.
- (1929): Die chemisch-mineralogische Charakteristik der metamorphen Paragesteinsprovinzen am Südrande des Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 9, S. 160.
- NIGGLI, P., DE QUERVAIN, F. und WINTERHALTER, R. U. (1930): Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz, Geotechn. Ser., 14. Lfg.
- NIGGLI, P. (1935): Zur mineralogischen Klassifikation der Eruptivgesteine. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 15, S. 296.
- (1936 a): Über Molekularnormen zur Gesteinsberechnung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, S. 295.
- (1936 b): Die Magmentypen. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 16, S. 335.
- (1948): Gesteine und Minerallagerstätten I. Basel.
- (1950): Probleme der alpinen Gesteinsmetamorphose. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 30, S. 500.

- OBERHOLZER, J. (1933): Geologie der Glarneralpen. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 28. Lfg.
- OBERHOLZER, W. (1955): Geologie und Petrographie des westlichen Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 35, p. 320.
- PARKER, R. L. (1920): Die Gesteine der Talklagerstätten von Disentis und Surrhein im Bündner Oberland. Diss. Univ. Zürich.
- DE QUERVAIN, F. und FRIEDLAENDER, C. (1942): 1. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Beitr. z. Geol. d. Schweiz. Geotechn. Ser. 20. Lfg.
- REINHARD, M. (1931): Universal-Drehtischmethoden. Basel.
- SCHALLER, W. T. (1927): Mineral replacements in pegmatites. Am. Mineral. 12. S. 59.
- (1933): Pegmatites. Ore Deposits of the Western States. Lindgren Vol. Am. Inst. of Mining etc., S. 144.
- SCHEUMANN, K. H. (1936): Zur Nomenklatur migmatitischer und verwandter Gesteine. Tscherms. Min. Petr. Mitt. 48, S. 297.
- SHAININ, V. E. (1950): Conjugate sets of en echelon tension fractures in the Athens limestone at Riverton (Virg.). Bull. Geol. Soc. of America 61, S. 509.
- SIGRIST, F. (1947): Beiträge zur Kenntnis der Petrographie und der alpinen Zerrklüftlagerstätten des östlichen Aarmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 27, S. 39.
- SONDER, R. (1921): Untersuchungen über den Differentiationsverlauf der spät-paläozoischen Granitintrusion im zentralen und westlichen Gotthardmassiv. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 1, S. 323.
- STAUB, R. (1938): Einige Ergebnisse vergleichender Studien zwischen Wallis und Bünden. Ecl. geol. Helv. 31, S. 345.
- (1948): Aktuelle Fragen im alpinen Grundgebirge. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 28. S. 422.
- (1954): Der Bau der Glarner Alpen. Glarus.
- SUTER, H. H. (1924): Zur Petrographie des Grundgebirges von Laufenburg und Umgebung. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 4, S. 89.
- TRÖGER, W. E. (1952): Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale. Stuttgart.
- TRÜMPY, R. (1949): Der Lias der Glarner Alpen. Diss. ETH. Zürich. Denkschriften d. Schweiz. Naturf. Ges. 79, Abh. 1.
- TURNER, F. J. and VERHOOGEN, J. (1951): Igneous and metamorphic petrology. New York, Toronto, London.
- WEHRLI, L. (1896): Das Dioritgebiet von Schlans bis Disentis im Bündner Oberland. Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, N. F., 6. Lfg.
- WENK, E. (1936): Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. Bull. Geol. Inst. Upsala 26, S. 53.
- WINCHELL, A. N. (1951): Elements of Optical Mineralogy, II, 4th edition. New York.
- WINTERHALTER, R. U. (1930): Zur Petrographie und Geologie des östlichen Gotthardmassivs. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 10, S. 38.
- (1943): Der Verrucano der Schweizeralpen. Verh. der Schweiz. Naturf. Ges. 123. Session, S. 212.
- WYSSLING, L. E. (1950): Zur Geologie der Vorabgruppe. Diss. ETH Zürich.

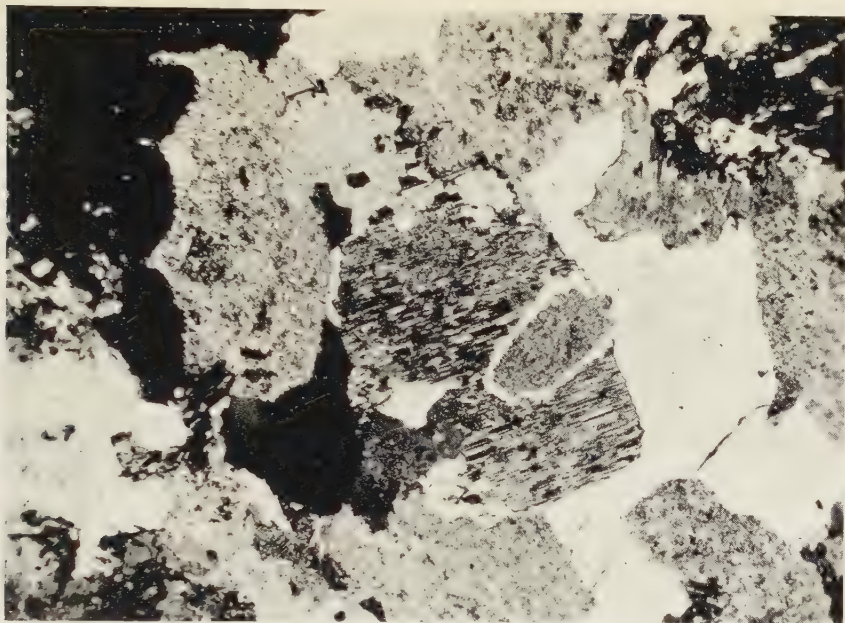


Fig. 1. Völlig zersetzter, idiomorpher Plagioklas mit frischem Albitrand in idiomorphem Schachbrettalbit, Zentrum. Aus dem epimetamorphen Granit der Alp Ramosa. Vergr. $43\times$, + Nicols.

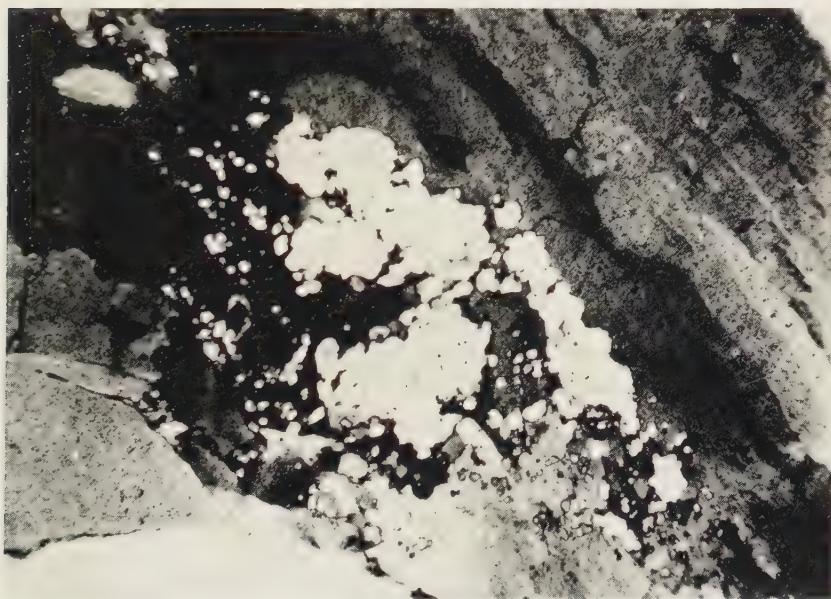


Fig. 2. Undulöser, kaum zersetzter Albit (rechts oben) verdrängt am Rande Quarz (weiss), der in tropfenförmige Überbleibsel aufgelöst wird. Pegmatit nördlich Sattel. Vergr. $49\times$, + Nicols.

Tafel II

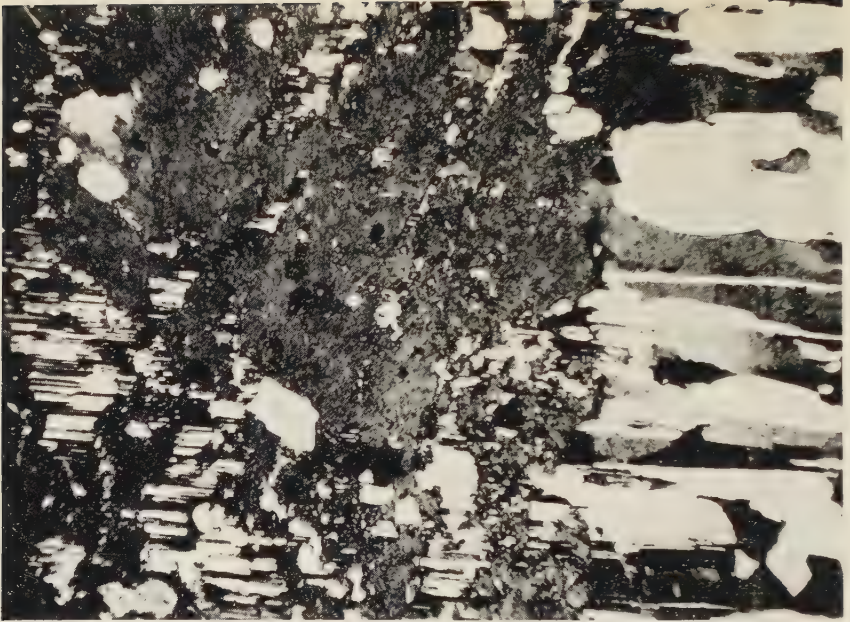


Fig. 3. Kluft mit breitlamelliertem Albit (rechts), der mit Flecken von Schachbrettalbit in Mikroklin (Mitte, feingeschummert) in Verbindung steht. Pegmatit östlich Piz Zavragia. Vergr. 55 \times , + Nicols.

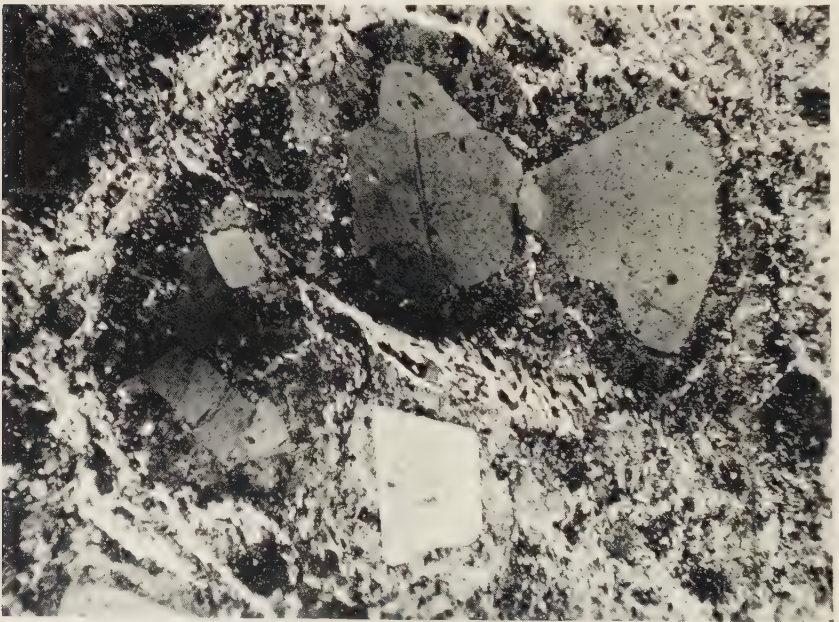


Fig. 4. Randlich unter Einschluss feinsten Serizits weitergewachsene Porphyroquarze, welche mechanisch kaum beansprucht sind. Alp Ramosa, Vergr. 49 \times , + Nicols.

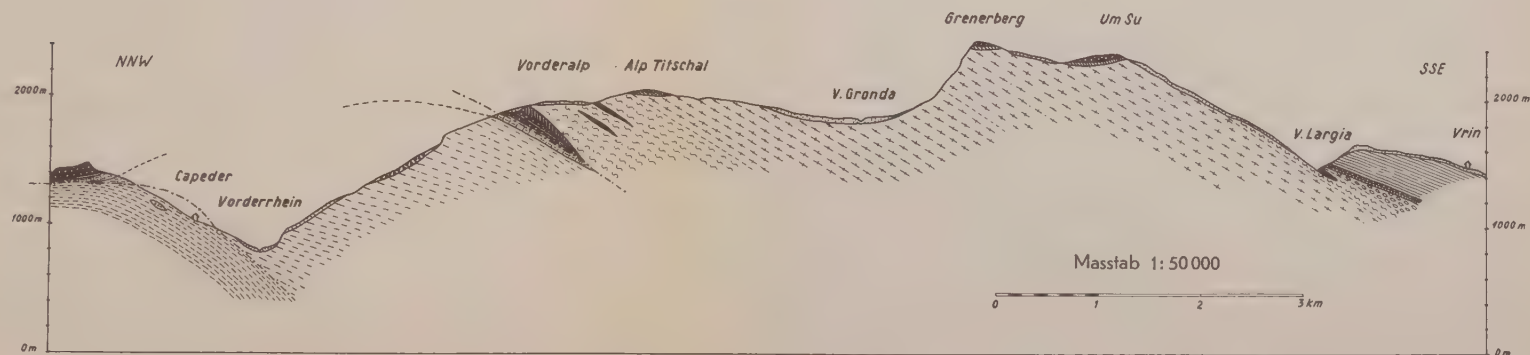
Petrographisch-geologische Kartenskizze des Gotthardmassivs östlich Val Zavrägia-Piz Cavel

aufgenommen 1950-1954 von

A. Fehr



Profil zur petrographisch-geologischen Kartenskizze des Gotthardmassivs östlich Val Zavràgia-Piz Cavel
von Arthur Fehr



- Schutt allgemein
Bergsturz, Blockschutt
- Dunkle Tonphyllite
- Rohwacke, Dolomit
- Quarzit (ohne K-Feldspat)

- Quarzitischer Verrucano (mit Mikroklin)
- Fleckige, knotige Phyllite
- Violette, tonig-sandige Phyllite
- Illanzer Verrucano
- Quarzporphyre, Keratophyre
- Karbon (fraglich)

- Paragneis
- Amphibolite
- Flatschen- bis Augengneise, Serie I
- Helle Muskowitgneise E Val Gronda, Serie III
- Augengneise S Val Largia, Serie II
- Schubflächen

Karten und Profile

- HEIM, ALB. (1885): Geologische Karte der Schweiz, 1:100 000, Blatt XIV (Altdorf-Chur).
- HEIM, ALB. und SCHMIDT, C. (1894, revidiert 1911): Geologische Karte der Schweiz, 1:500 000.
- SCHMIDT, C. (1906): Geologische Kartenskizze der Alpen zwischen St. Gotthard und Mont Blanc, 1:350 000. Beitr. zur geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte 48.
- WEBER, FR. (1922): Tektonische Übersicht des Wurzelgebiets der helvetischen Decken am Ostende von Aar- und Gotthardmassiv, 1:100 000 (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte 101 A), und Querprofile durch das Ostende von Aarmassiv, Tavetscher- und Gotthardmassiv (Spez.-Karte 101 B).
- (1924): Geologische Karte des Tödi-Vorderrheintal-Gebiets, 1:50 000 (Beitr. z. geol. Karte d. Schweiz, Spez.-Karte 100 A), und Querprofile durch das Tödi-Vorderrheintal-Gebiet (Spez.-Karte 100 B, 1922).
- HELBLING, R. (1951): Helvetische Alpen zwischen Bifertenstock und Calanda, Blatt 2 Kistenpass, östliche Tödikette, 1:25 000. Spez.-Karte 120.
- Landeskarte der Schweiz, 1:50 000, Blätter 513 (Disentis-E) und 514 (Safiental-W). Eidgenössische Landestopographie Bern.

Ein Beitrag zum Ophiolith-Problem

behandelt an einigen Beispielen aus dem Gebiet von Klosters-Davos (Graubünden)

Von *Rudolf A. Gees* (Los Angeles - Bern)¹⁾

Inhalt

Einleitung	454
Ophiolithe	456
1. Peridotite, der sog. Totalp-Serpentin	456
2. Eigentliche Serpentine	468
3. Pyroxenite	470
4. Ophimiktite der Peridotite	472
5. Geologisches Auftreten und Alter der Peridotite	478
6. Diabase	479
7. Ophimiktite der Diabase	481
8. Genetisches und geologisches Alter der Diabase	481
9. Die Beziehungen zwischen Peridotit, Gabbro und Diabas	484
10. Die tektonische Stellung der Ophiolithe	485
Abstract	487
Literaturverzeichnis	487

EINLEITUNG

Die folgenden Ausführungen fassen im wesentlichen auf unseren seinerzeitigen Feldaufnahmen zur Dissertation „*Geologie von Klosters*“ und dem Kapitel „*Ophiolithe*“ des unveröffentlichten Dissertations-Manuskriptes.

¹⁾ Union Oil Company of California, Research Center, Brea, California, USA.

Das bearbeitete Gebiet liegt im hinteren Prätigau und umfasst Teile der Gemeindeareale von Klosters und Davos, im wesentlichen die Casanna-Cotschna-Gebirgsgruppe, das Gebiet von Parsenn und den Talabschnitt Wolfgang-Klosters-Platz²⁾).

Es kann nicht unsere Absicht sein, das Ophiolithproblem an dieser Stelle auf breiterer Basis zu besprechen. Es soll lediglich versucht werden, einen kurzen Überblick über die weitverzweigten Fragen der Bildung, Intrusion, Extrusion und Umwandlung, ferner über die Kontaktbildungen, das Alter und die tektonische Stellung der Ophiolithe im Deckenbau Mittel- und Nordwestbündens zu geben.

In unsere Betrachtungen sollen neben den Ophiolithen der Totalp — für diese haben unsere Darlegungen bestenfalls den Charakter einer vorläufigen Mitteilung — weitere Ophiolithvorkommen des Untersuchungsgebiets, Peridotite, Serpentine, Ophimiktite, Diabase mit einbezogen werden. Andere, aufschlussreiche Vorkommen ausserhalb des Untersuchungsgebiets, dasjenige am Südfuss der Scesaplana unweit der Scesaplanahütte und die Ophiolithe des Bürkelkopfs im Samnaun sollen vergleichsweise ebenfalls kurz gestreift werden.

Wir möchten die Ophiolithe zunächst in der Reihenfolge Peridotite, Serpentine, Pyroxenite, Ophimiktite und Diabase petrographisch etwas näher betrachten, um dann auf die oben erwähnten Fragen, Alter, tektonische Stellung etc., etwas näher einzutreten.

An früheren Arbeiten zum Ophiolithproblem Mittel- und Nordwestbündens seien erwähnt: J. BALL (1897). Nach ihm liegt im Totalp-Ophiolithikum ein umgewandelter Iherzolitischer Peridotit vor. Das Alter der Intrusion liegt nach BALL zwischen Lias und Eocän. Deutlich spricht sich BALL für primär intrusive Lagerung der Totalp-Ophiolithmasse im umgebenden Nebengestein aus.

Nach J. CADISCH (1921) sollen die Serpentine während der Kreide intrudiert sein, in einer frühen Zeit der Gebirgsbildung. Nach H. GRUNAU (1947) intrudierten die Serpentine während des Oberjura, die Spilite in der Kreide, wahrscheinlich in der Oberkreide. Zu ähnlichen Auffassungen, was das Alter der Spilite anbelangt, kommt H. SCHÄETTI (1951) für sein Untersuchungsgebiet im Fürstentum Liechtenstein.

²⁾ Für sämtliche Ortsangaben, Koordinaten und Höhenkoten verweisen wir auf die Kartenzusammensetzungen Prätigau, Albula und Unterengadin, des topographischen Atlas der Schweiz 1:50 000, ferner auf die geologischen Spezialkarten 94A, 94B, 94C und das Blatt Nr. 14 des geologischen Atlas der Schweiz, ferner auf die geologische Karte des Fürstentums Liechtenstein.

OPHIOLITHE

1. Peridotite, der sog. Totalp-Serpentin

Bislang wurde für das gesamte Totalp-Ophiolithikum der Terminus Serpentin verwendet. Diese Benennung kann nur teilweise befriedigen, sind doch Serpentine, z. B. nach H. ROSENBUSCH (1901), Gesteine, die wesentlich aus Serpentin bestehen, in denen einsprenglingsartig Reste von Olivin, Augit und Hornblende auftreten. Für weite Komplexe des Totalp-Ophiolithikums trifft nun diese mengenmässige Mineralverteilung nicht zu, im Gegenteil, die ursprünglichen Gemengteile Olivin, Ortho- und Klinopyroxen überwiegen oft gegenüber ihren Umwandlungsprodukten (Serpentin). Es entspricht den tatsächlichen Verhältnissen besser, wenn von mehr oder weniger serpentinierten Peridotiten und eigentlichen Serpentinien gesprochen wird. Genetisch gehören natürlich beide Gesteinsarten zusammen und bilden die Endglieder einer durchlaufenden Umwandlungsreihe.

Vorkommen

Allenthalben im Gebiete der Totalp, z. B. Schwarzhorn, Meierhofer Thäli, Totalpwald etc. Weitere grössere Aufschlüsse von Peridotit finden sich zwischen der Parsennfurka und der Parsennhütte, im Südhang der Cotschna, den sog. Parsenner Mädern, der Gruben-, Stütz-, Mittel- und Schwarzseealp. Im Dürrwald und längs der Bahnlinie der RhB oberhalb Station Laret steht Peridotit in zahlreichen Aufschlüssen an. Alle diese Vorkommen sind auf der geologischen Spezialkarte 94 B. Blatt Davos. wiedergegeben. Kleinere Vorkommen trifft man in den Zügen östlich von „In den Gründen“ und im Ronawald bis gegen Aeujaer Rüti (siehe Karte 94 B) an.

Zwei grössere Peridotitaufschlüsse finden sich nördlich der Landquart. Der erste im Muttentobel nordwestlich Monbiel, zwischen ca. 1440—1580 m ü. M. (Koord. 788 850 193 550). Der zweite beim Maiensäss Alp gegenüber Aeuja auf 1600 m ü. M. (Koord. 788 350/193 900) („Blaue Rüfi“). In der Casanna-Schuppe sind zwei kleinere Vorkommen von Serpentin bzw. Opicalcit in tektonisch bemerkenswerter Lage zu erwähnen. Opicalcit steht an von 2130 bis 2220 m ü. M. südlich von Alp Casanna Untersäss (geol. Spez. Karte 94 B). Serpentin steht am Ostgrat des Grünhorns, auf 2405 m ü. M., zwischen Hauptdolomit-Dachsteinkalk und Lias in einer Quetschzone an.

Für eine genauere Beschreibung der Peridotite sei auf die Arbeit von J. BALL (1897) verwiesen. Es sind mittel- bis grobkörnige, massige, oft

schlierig bis fluidal texturierte, seltener schiefrige Gesteine, die bröckelig brechen. Die Farbe wechselt von dunkelgrün-schwarz und violett bis hell lauchgrün und gelblich. Typisch ist die rauhe, rostfarbene Anwitterung. Tektonisierte Partien weisen zahlreiche, glänzend polierte Rutschharnische auf. Oft ist der Gesteinsverband von feinen Chrysotil- und Karbonatadern durchschwärmt (blaue Rüfi).

Von blossen Auge sind Olivin, oder dessen Umwandlungsprodukte als hellgrüne Körner und Knauern, deutlich herauswitternder, blättriger Pyroxen und die in unterschiedlicher Menge vorhandene, dunkel- bis hellgrüne, serpentinöse Masse zu erkennen.

Mineralbestand

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Olivin	Pikotit	aktinolithische Hornblende
Klinopyroxen (Diallag)	Titanit-Leukoxen	(kann auch Hauptgemengteil sein)
Orthopyroxen	Rutil	
Chrysotil	Magnetit	
Antigorit	Titaneisen	
Karbonat	Chromit?	
	Chlorit	
	Talk	

Die oben angegebene Reihenfolge der primären Hauptgemengteile trifft für manche Gesteine nicht zu. Oft überwiegen die Pyroxene mengenmässig gegenüber Olivin stark.

Struktur

Die Pyroxene sind meist hypidiomorph körnig, etwas kataklastisch. Der Olivin zeigt in verschiedenen Graden die sog. Maschenstruktur. Im Anfangsstadium durchziehen unregelmässig angeordnete Chrysotiladern den Olivin. In einem späteren Stadium ist das Olivinkorn in Einzelfragmente aufgelöst.

Textur

Massig, z. T. ausgesprochen schlierig-flasrig, bis fluidal.

Je nach dem Grad der Serpentinisierung ist entweder der ursprüngliche Kornverband noch erhalten, oder aber die einzelnen Gemengteile „schwimmen“ in einer Serpentinmasse.

Vollkommen frischer Olivin wurde nicht angetroffen. Stets ist er mindestens teilweise in sog. Maschenserpentin umgewandelt. Lediglich in den Maschen solcher Gebilde kann frischer Olivin zurückbleiben.

Der Klinopyroxen (Diallag) liegt in Körnern verschiedener Grösse, vom Kleinkorn bis zu Individuen von 5 mm Länge und 2–3 mm Breite vor. Er ist farblos bis schwach rötlich (Titangehalt) und weist oft zahlreiche, kristallographisch umgrenzte Titaneiseneinschlüsse auf. Manche Körner sind von einem feinen, leukoxenartigen Staub vollkommen erfüllt. Neben der typischen Augitspaltbarkeit weist der Klinopyroxen die bezeichnende (100) Absonderung auf, die in stärker durchbewegten Gesteinen oft starke Verbiegungen zeigt. Bei meist etwas undulöser Auslöschung wurde die Auslöschungsschiefe $n\gamma/c$ mit $34\text{--}38^\circ$ bestimmt. Feinfaseriger Klinopyroxen (Diallag) findet sich als Neubildung auf jungen Kluften.

Beim Orthaugit handelt es sich, nach dem Charakter der Doppelbrechung und dem Pleochroismus, um einen Typ nahe dem Enstatit. Frischer, nicht umgewandelter Orthaugit ist in unserm Schliffmaterial nicht häufig. Bei dem von J. BALL (1897) beschriebenen faserigen Enstatit dürfte es sich um in Bastit (Antigorit) umgewandelten Orthaugit handeln.

Chrysotil (Faserserpentin) bildet im Maschenserpentin das Netzwerk, daneben tritt er als junge Kluftfüllungen auf.

Antigorit (Blätterserpentin) bildet die feinfaserigen Pseudomorphosen nach Orthaugit (Bastit), ferner die Aggregate des sog. Netz- oder Balkenserpentins.

J. BALL (1897) nennt auf Grund von Mineralgehalt und Chemismus das Gestein Lherzolith, einen Orthaugit und Diallag führenden Peridotit. Mengenmässig besteht nach BALL unter den Hauptgemengteilen das Verhältnis von 2 Olivin:1 Enstatit:1 Diallag. Er geht dabei von der Annahme aus, dass der sog. Maschenserpentin ausschliesslich als Umwandlungsprodukt von Olivin aufzufassen sei. Wie noch gezeigt werden soll, ist das durchaus nicht immer der Fall. Des weitern scheint uns das Mengenverhältnis in den uns zur Verfügung stehenden Gesteinsproben und Dünnschliffen etwa so zu liegen, dass sich alle drei Hauptgemengteile die Waage halten, oft aber, wie oben erwähnt, die Augite und ihre Umwandlungsprodukte weit überwiegen.

Bevor wir die Serpentinisierung der Peridotite kurz betrachten, sollen einige morphologische und optische Daten der aus diesem Prozess hauptsächlich hervorgehenden Minerale Chrysotil und Antigorit zusammengestellt werden. Wir beschränken uns auf die wichtigsten Merkmale.

Zuordnung von Chrysotil und Antigorit (nach A. N. WINCHELL, 1951)

Beide, Chrysotil und Antigorit, sind monoklin holoedrisch C_{2h} und gehören in die Gruppe der Phyllosilikate. Den Antigorit stellt WINCHELL in die Chloritgruppe, als eines der Endglieder der Mischreihe Antigorit-Daphnit (S. 381). Im Sinne der Überlieferung wird unter Serpentin (S. 501, Fussnote) sowohl Chrysotil als auch Antigorit verstanden. Daneben sagt der Autor: Serpentine is chlorite with no trivalent element (S. 381, Fussnote).

Optische Orientierung, Ausbildungs- und Verwachsungsformen

Chrysotil (Faserserpentin)

Typisch ist die faserige Ausbildung. W. E. TRÖGER (1952) unterscheidet zwei Chrysotilarten:

Chrysotil- α

$n\alpha \parallel a$ (Faserung)

$AE \parallel a$

$2V_x$ 30—35°

Opt. Charakter (—)

Chrysotil- γ

$n\gamma \parallel a$ (Faserung)

$AE \parallel a$

$2V_x$ 10—90°

Opt. Charakter (+)

Pleochroismus: $n\alpha$, $n\beta$ strohgelb bis bräunlich, $n\gamma$ gelbgrün bis orange gelb.

Vorkommen

Im Maschenserpentin

Pseudomorphosen nach

Olivin

als Kluftfüllung

Antigorit (Blätterserpentin)

Typisch ist die blättrige Ausbildung und die gute Spaltbarkeit nach (001). $n\alpha$ steht senkrecht zur basalen Spaltbarkeit. $2V_x$ beträgt 27—60°. Der optische Charakter ist negativ, der der Längsrichtung positiv. Der Pleochroismus läuft von blassgrünlich für $n\alpha$ nach blassgrün für $n\beta$ und $n\gamma$. Nach W. E. TRÖGER (1952) ist der Antigorit fast farblos.

In der Literatur finden sich eine ganze Anzahl von mehr oder weniger bezeichnenden Ausdrücken, um die Ausbildungs- und Verwachsungsformen der beiden Minerale zu verdeutlichen.

Chrysotil

Maschenserpentin, Maschenstruktur, Netz- oder Bandserpentin. Ein Adernetz von Chrysotil (α) durchzieht Olivin, unregelmässig begrenzte Maschenfelder umschliessend, in denen entweder das Ausgangsmaterial oder bereits dessen Umwandlungsprodukte vorliegen.

Metaxitstruktur: Es handelt sich bei dieser Struktur um divergentstrahlige, fächerige Faseraggregate von Chrysotil.

Pikrolithstruktur: Bei dieser Struktur handelt es sich um radialstrahlige, rosettenartige Faseraggregate von Chrysotil.

Antigorit

Gitter-, Fenster- oder Balkenserpentin, Kreuzblätter- oder Antigoritstruktur. Bezeichnend für diese Verwachsungsform ist ein Gewebe aus Antigoritblättern, die nahezu senkrecht aufeinanderstehen, seltener sich unter ca. 60° kreuzen. In den Feldern zwischen den Blättern liegt reliktsches Ausgangsmaterial oder bereits dessen Umwandlungsprodukte.

Filzige Struktur: Antigoritblättchen durchkreuzen sich wirr.

Bastit

So heisst die Pseudomorphose von Antigorit nach Ortho-, manchmal nach Klinopyroxen, wobei die (001)-Spaltbarkeit des Antigorits parallel der (010)-Absonderung des Pyroxens verläuft.

Für feinsten, nicht doppelbrechenden Serpentin findet man u. a. die Bezeichnungen: amorpher, gel- oder gallertartiger, dichter, glasiger oder isotroper Serpentin³⁾.

Umwandlungserscheinungen, als Folge der Serpentinisierung

a) Olivin

Stets ist der Olivin von Maschenserpentin durchwoben. Die einzelnen Fragmente sind gewöhnlich vollkommen getrennt und nur ihr optisches Verhalten lässt auf ursprüngliche Zusammengehörigkeit schliessen. Die Netzstränge verlaufen meist vollkommen regellos sich kreuzend durch das Muttermineral und bestehen, wenn optisch bestimmbar, aus Chrysotil- α . Nur in Ausnahmefällen konnte Chrysotil- γ festgestellt werden. Die Breite der Stränge ist verschieden, wenige Hundertstelsmillimeter bis einige Zehntelsmillimeter und breiter. Im allgemeinen stehen die feinen Chrysotilfasern senkrecht zu den Rändern der Stränge, die durch eine, längs der Bandmitte verlaufende, nicht doppelbrechende, schmale Zentralzone in zwei gleich breite Bänder geteilt werden. DU RIETZ (1935) glaubt, diese „isotrope“ Zentralzone auf innigste Verwachsung der von den Rändern der Stränge einwärts wachsenden Chrysotilfasern zurückführen zu können. Die Stränge sind oft von feinsten Erzpartikelchen (Magnetit) ganz erfüllt; häufig auch sind die Erzpartikel längs den Rändern der Stränge und der „isotropen“ Zentralzone angereichert. Mancherorts ist um die Maschenfelder eine Doppelung der Netzstränge festzustellen, wobei strukturell (auch wenn es sich beim innern, direkt dem Maschenfeld anliegenden Netzstrang nur um einen ausserordentlich schmalen handelt) keine Unterschiede festzustellen sind. Selbst in einem nur ein Hundertstelsmillimeter breiten Strang ist die „isotrope“ Zentralzone vorhanden und stehen die Chrysotilfasern im allgemeinen senkrecht zu den Rändern des Stranges.

Der Pleochroismus des Chrysotils von Strängen mit stärkerer Erzführung ist auffallend:

n_{α} gelbgrünlich (unrein)

n_{γ} eisengrau-schwarz.

Diese absonderliche Absorption könnte möglicherweise auf feinste, parallel der Faserung eingebaute Erzpartikelchen zurückzuführen sein. In erzfreien Strängen ist das Absorptionsschema des Chrysotils durchaus normal.

Fig. 1 zeigt einen sog. Netzserpentin. Die hellen, im Bild deutlich

³⁾ Im folgenden verstehen wir unter nicht doppelbrechendem Serpentin solchen, der im Mikroskop keine merkbare Doppelbrechung aufweist.



Fig. 1. Sog. Netzserpentin. Vergr. $27\times$. Ohne Analysator. Fundort: Parsenner Mäder (Matt 1875). Erklärung im Text.

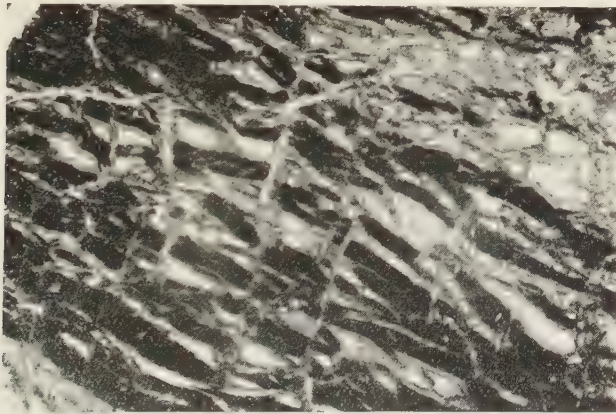


Fig. 2. Netzserpentin, Vergr. $66\times$. Ohne Analysator. Fundort: nördlich der Wasserscheide Weissfluhgipfel P. 2848 nach P. 2693 (geol. Spezialkarte, Blatt 94 B Davos, nahe der Stelle, wo Pyroxenite (Py) eingetragen sind). Erklärung im Text.

mit ihrer Längsachse „W E“ liegenden Maschenfelder sind Olivin. Das dunkle, bereits stark entwickelte Netz besteht aus Chrysotil, dessen Fasern im Bild generell „N-S“ stehen.

Fig. 2 zeigt nochmals Netzserpentin. Die hellen Felder bestehen aus Olivin, der in Umwandlung begriffen ist. Die schwarzen, stark pleochroitischen, breiten Stränge sind durch schmale Netzstränge von den Maschenfeldern getrennt. Auch die schmalen Stränge zeigen in ihrer Mitte eine dunkle Zone (Erzanreicherung), die bei gekreuzten Nicols die sog. „isotrope“ Zone bildet. Bei den feinen Nadeln, die vom Netzgewebe aus in die Maschenfelder ragen, handelt es sich um Rutil.

Im Anfangsstadium der Umwandlung von Olivin zu Maschenserpentin bestehen die Maschenfelder aus Olivin. Mit fortschreitender Serpentinisierung erfährt die oben erwähnte Doppelung der Netzstränge eine Veränderung. Die im Anfang noch sehr schmalen innern Netzstränge wachsen in das Maschenfeld hinein, bis sie eine gewisse Breite erreicht haben. Von diesem Stadium an bildet sich eine weitere, konzentrisch das Maschenfeld umfassende Chrysotilschale. Dieses Anfügen von Schalen kann so lange fortgesetzt werden, bis das ganze Maschenfeld aufgezehrt ist; häufiger bleibt allerdings im Zentrum ein kleines Olivinfeld zurück. Fig. 3 zeigt die Verhältnisse.

Neben dieser Art der Umwandlung von Olivin gibt es noch eine zweite. Das Olivinkorn (Maschenfeld) verliert randlich an Doppelbrechung, wird feinfaserig und wandelt sich unmerklich um in einen nicht



Fig. 3. Chrysotil-Maschenserpentin, Nic. +, Vergr. 120 \times . Fundort: Parsenner Mader (Matt 1875). Im Bildzentrum befindet sich ein kleines Olivinfeld, um das sich konzentrisch Chrysotil-Maschenserpentin-Schalen gelegt haben.

näher bestimmbar, nicht doppelbrechenden Serpentin. Parallel mit dieser Umwandlung entwickelt sich, vom Rande gegen das Zentrum des Maschenfeldes wachsend, ein wirres Gitter von Rutilnadeln. Im Zuge weiterer Umwandlungsprozesse lässt sich ein allmählicher Übergang der nicht doppelbrechenden Serpentinsubstanz der Maschenfelder in feinstflockige Haufenaggregate feststellen, in denen pikrolithische und meta-xitische Strukturen festgestellt werden können. Diese feinen Aggregate (äusserlich den Quarz-Kleinkornaggregaten gleichend) breiten sich mehr und mehr über die Maschengrenze hinweg aus, „fressen“ das primäre Chrysotilnetz auf und erreichen unter stetiger Vergrösserung der einzelnen Flocken eine Struktur, die DU RIETZ (1935) als flammenartigen Serpentin bezeichnet, welche letzteren er bereits mit Antigorit in Zusammenhang bringt. Von diesem Stadium der Umwandlung an setzt unvermittelt die eigentliche blättrige Antigoritbildung ein, das ganze ursprüngliche Netz- und Maschengebilde in ein mehr oder weniger regelmässiges gitterartiges Gewebe verwandelnd.

Von Maschenserpentin durchwobener Olivin verliert offenbar an Festigkeit und wird bei Durchbewegungen zwischen die andern Gemengteile hineingezwängt. Dabei ist festzustellen, dass die Maschenfelder langspindelig werden (Längsachse der Spindeln parallel der Durchbewegungsrichtung) und die Netzstränge, die parallel zur Durchbewegungsrichtung verlaufen, an Breite stark zunehmen. Das geht so weit, bis die Maschenfelder vollkommen verschwinden, ebenso die Netzstränge, die ursprünglich senkrecht zur Durchbewegungsrichtung standen. Es entstehen so parallel verlaufende, sich berührende, breite Chrysotil- α -Stränge. Der Pleochroismus des Chrysotils dieser Stränge hat sich stark geändert und dem normalen Absorptionsschema angeglichen. Die ehemalige Netzstruktur wird aber immer noch mehr oder weniger deutlich durch die in dieser Form erhalten gebliebenen Rutilsäume abgebildet.

Dem eben beschriebenen Stadium der breiten Chrysotilbänder schliesst sich dasjenige des feinen Flockenserpentin an, indem die Stränge aufgelöst werden und weiter folgt, wie oben beschrieben, der flammenartige Serpentin und endlich die Bildung von Antigorit.

Schematisch können die Umwandlungsprozesse an Olivin etwa folgendermassen dargestellt werden:

Olivin \rightarrow von Maschenserpentin durchwoben \rightarrow Olivinmaschenfelder (auf verschiedene Art in nicht doppelbrechende Serpentinsubstanz verwandelt, Rutilsaum gebildet) \rightarrow Entstehen von feinflockigem Serpentin im Maschenfeld \rightarrow Verschwinden des primären Chrysotilnetzes \rightarrow Bildung von flammenartigem Serpentin (Antigorit?) \rightarrow Antigoritbildung.

b) Diallag

Bei der Umwandlung von Diallag sind vier verschiedene Arten zu unterscheiden.

1. *Bastitisierung*: Unter vollkommener Erhaltung der äusseren Form wandelt sich der Diallag kontinuierlich vom Rand gegen das Zentrum des Kornes in eine Pseudomorphose von parallel angeordnetem, feinblättrigem bis faserigem Antigorit um. Diese Bastitpseudomorphose wird dann in der Folge weiter zu Flockenserpentin, Flammenserpentin und Antigorit in Gitterstruktur umgewandelt. Die Bastitisierung des Diallags ist in unserem Schliffmaterial relativ selten.

2. *Gewöhnliche Serpentinisierung*: Die Serpentinsubstanz dringt vorzugsweise längs Spaltrissen, aber auch flächenhaft in den Pyroxen ein, löst ihn in einzelne Fragmente auf, von denen jedes einzelne der Serpentinisierung verfällt.

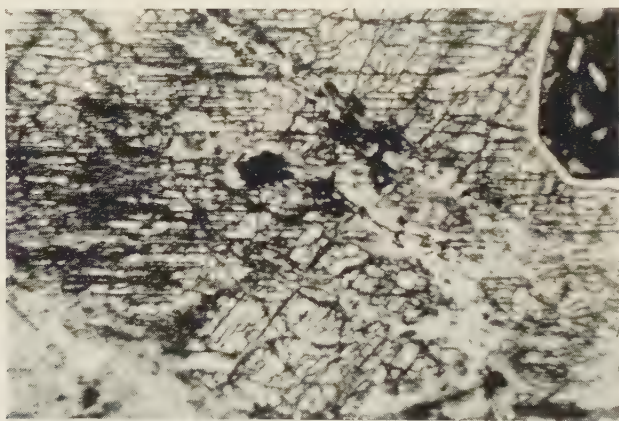


Fig. 4. Vergr. $26\times$. Ohne Analysator. Fundort: Nördlich Wasserscheide wie Fig. 3. Erklärung im Text.

Im rechten unteren Bildfeld der Fig. 4 ist deutlich ersichtlich, wie die Serpentinmasse (nicht doppelbrechend) in den Pyroxen eindringt. Das Endstadium dieser Umwandlung zeigt eine nicht doppelbrechende Serpentinmasse, über die sich oft ein feines Netz, ganz der Form des Maschenserpentins entsprechend, von feinen Erzpartikelchen oder Rutil legt. Analog den oben geschilderten Verhältnissen wandelt sich der nicht doppelbrechende Serpentin in der Folge um zu Flocken-, Flammenserpentin und Antigorit.

3. *Bildung von Netzserpentin*: Im Verlauf der Untersuchungen zeigte es sich, dass nicht alle Netz- oder Maschenserpentine in den Maschenfeldern Olivin enthalten, sondern öfters Klinopyroxen. In nicht weit fortgeschrittenen Stadien des Umwandlungsprozesses sind diese Unterschiede leicht feststellbar. Problematisch dagegen wird die Beurteilung von solchen Pseudomorphosen, wenn die Maschenfelder vollkommen in Serpentin umgewandelt sind, denn die aus Klinopyroxen hervorgegangenen Netzserpentine unterscheiden sich in nichts von den aus Olivin gebildeten. Die weiteren Umwandlungen decken sich vollkommen mit den oben bei Olivin beschriebenen.

4. Nicht vollkommen abgeklärt ist die Bildung von *aktinolithischer Hornblende* aus Diallag, da sie nie direkt beobachtet werden konnte. In unsern Schliffrn konnte festgestellt werden, dass aktinolithische Hornblende immer aus Bastit hervorgeht. Da sich Bastitpseudomorphosen nach Ortho- und Klinopyroxen in nichts unterscheiden, muss die Frage, ob gewisse aktinolithische Aggregate möglicherweise aus Diallag hervorgegangen sind, offengelassen werden.

Schema der Umwandlungsprozesse an Diallag:

Diallag → Bastit → Flocken-S. → Flammen-S. → Antigorit

Diallag → nicht doppelbr. S. → Flocken-S. → Flammen-S. → Antigorit

Diallag → Maschenserpentin → Flocken-S. → Flammen-S. → Antigorit

Diallag → Bastit → Aggregate aus aktinolithischer Hornblende?

c) Orthopyroxen

Die Folge der Umwandlungsstadien an Orthaugit, soweit wir sie bis heute überblicken können, gestaltet sich etwa wie folgt:

Orthaugit → Bildung eines Antigoritnetzes → Bastitbildung innerhalb der Maschenfelder des Antigoritnetzes → Bastitfelder zu Flockenserpentin umgewandelt → Rutil und Titanit-Leukoxenausscheidung längs den Strängen des Antigoritnetzes und längs den ursprünglichen Spaltflächen des Orthopyroxens (etwa gleichzeitig wird Flockenserpentin zu Flammenserpentin umgewandelt) → Antigoritbildung.

Fig. 5 zeigt einen Teil der erwähnten Umwandlungsprozesse an einem Orthaugit-Zwilling. Die Zwillingssebene verläuft von links unten nach der Mitte des rechten Bildrandes. Der dreieckige Bildausschnitt rechts unten ist bereits in Gitterserpentin umgewandelter Orthaugit. In der breiten Zone, diagonal von links unten nach rechts oben im Bild, ist die Umwandlung von Bastit (links unten) über Flockenserpentin (Bildmitte) zu grobblättrigem Antigorit (rechts oben) zu verfolgen.

Die einzelnen Umwandlungsstadien des Orthopyroxens sind folgende:

Bildung eines Antigoritnetzes: Noch vor der Umwandlung des Orthaugits in Bastit bildet sich über das ganze Kristallindividuum ein weitmaschiges Netz, dessen Stränge aus Antigorit bestehen und dessen Maschen polygonale Umgrenzung aufweisen. Der Form nach entspricht dieses Antigoritnetz weitgehend den Chrysotilnetzen des Maschenserpentins.



Fig. 5. Umwandlungsprozess an einem Orthaugit-Zwilling. Vergr. $26\times$, Nic. +. Fundort: Nördlich der Wasserscheide wie Fig. 3. Erklärung im Text.

Bastitisierung: Die einzelnen Pyroxen-Maschenfelder werden in faserigen bis feinblättrigen Antigorit umgewandelt. Im allgemeinen durchziehen die Fasern und Blätter die Maschen ohne abzusetzen.

Bildung von Flockenserpentin: DURIETZ (1935) nennt ihn rekristallisierenden Serpentin (Fig. 53, S. 248 seiner Arbeit). Die Feststellung, dass es sich um rekristallisierenden Serpentin handle, trifft ohne Zweifel zu.

Wir beobachteten diese Serpentinart als diffus begrenzte Felder in dichtem, nicht doppelbrechendem Serpentin, daneben als Rinden, Bänder und Haufen ohne scharfe Begrenzung in Bastit. Der Flockenserpentin besteht aus lauter kleinen, flockenartigen Gebilden, deren Dimension zwischen einigen μ bis einigen Hundertstelmmillimetern liegt. In den Flockenaggregaten können divergent- und radialstrahlige Strukturen festgestellt werden. Die optische Bestimmung ergab, dass nz parallel der Längsachse der Flocken steht. Der Pleochroismus läuft von farblos

nach blassgrün. Zusammen mit der Ausbildungsform sprechen diese Daten für Chrysotil-z. Die einzelnen Flocken weisen undulöse Auslöschung auf und sind innig, suturartig, miteinander verwachsen. In einzelnen Aggregaten sind die Flocken ausgesprochen gut geregelt.

Rutil und Titanit-Leukoxen-Ausscheidung längs des Antigoritnetzes: Hand in Hand mit der Bildung des Flockenserpentins, oft schon früher, setzt die Bildung von feinen Rutilnadel- und nebligen Titanit-Leukoxen-Säumen längs den Strängen des Antigoritnetzes ein.

Antigoritbildung, Balken-, Netz- oder Gitterserpentin: Der Zustand des Orthaugits vor dem Einsetzen der Gitterserpentinbildung ist etwa folgender: Das primäre Antigoritnetz ist eingefasst von feinen Rutilnadelsäumen oder nebligen Titanit-Leukoxen-Säumen. Die Maschenfelder bestehen aus nicht doppelbrechendem Serpentin, oder aus Flockenserpentin verschiedener Komponentengrösse, oder aus sog. flammenartigem Serpentin. Die Antigoritbildung setzt nach Erreichen dieses Stadiums nun unvermittelt ein. Neben wirrblättrigen, schilfigen bis filzigen Partien sind vor allem solche, bei denen die Antigoritblätter eine kreuzweise Anordnung aufweisen, sehr typisch. Je nach der Grösse der Blätter kann von grobem, mittlerem und feinem Gitterserpentin gesprochen werden. Im Anfangsstadium der Antigoritbildung wächst vor allem das schon vorhandene Antigoritnetz. Die Stränge werden breiter, ohne dass vorerst

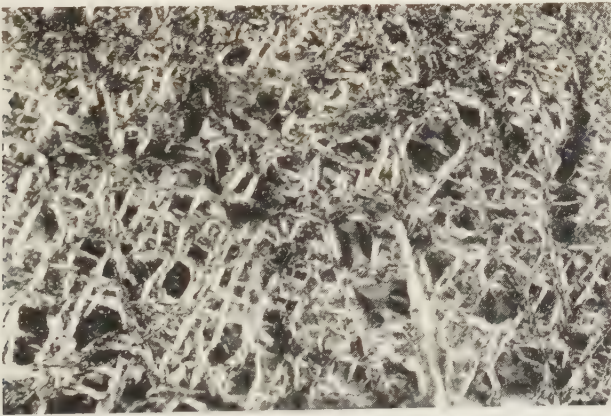


Fig. 6. Typischer Gitterserpentin. Vergr. $27\times$, Nic. +. Fundort: Nördlich der Wasserscheide wie Fig. 3. Die Antigoritblätter zeigen teilweise die orthogonale Verwachsungsart. In den Maschenfeldern liegt z. T. nicht doppelbrechender, z. T. flocken-, z. T. flammenartiger Serpentin vor. In der rechten oberen Bildecke sind die Maschenfelder bereits von Antigoritblättern durchsetzt.

das Maschenfeld von der Antigoritbildung erfasst würde. Es wird also Gitterserpentin mit nicht doppelbrechendem, dann mit flockigem, dann mit flammenartigem Serpentin, oder mit reliktsch bastitischem Material in den Maschenfeldern geben. Allmählich aber durchsetzt der Antigorit gesetzmässig einwachsend das ganze Maschenfeld, und es entsteht ein inniges, meist senkrecht verflochtenes Gittergewebe. Mit dem Erreichen dieser Antigoritstruktur kommt die Umwandlung des Orthopyroxens zum Abschluss (vgl. Fig. 6).

In der beschriebenen Umwandlungsreihe mag dieses oder jenes Glied fehlen. So konnte z. B. beobachtet werden, dass Orthaugit direkt in Antigoritgitterserpentin, ferner Bastit in schilfige aktinolithische Hornblendeaggregate umgewandelt wurde.

d) Pikotit

Der normalerweise dunkelbraune Chromspinell ist in unserem Schliffmaterial öfters stark aufgehellt (hellbraun). Die ursprüngliche, dunkelbraune Farbe ist noch als schmale Rinde von 1 bis 2 Hundertstelsmillimetern am Kornrand erhalten. Hand in Hand mit dieser Umwandlung geht eine Erz- und Titanentmischung. Einem fortgeschrittenen Stadium der Umwandlung von Chromspinell entspricht ein inniges Gemenge von schwarzem Erz (Chromit?) und feinstverteilter, bräunlich pigmentierter Leukoxensubstanz. Verschiedentlich konnte auch grüner Chromspinell festgestellt werden; möglicherweise handelt es sich dabei um ein Umwandlungsprodukt.

e) Titaneisen

Unter Erz- und Titanit-Leukoxen-Abscheidung wandelt sich Titaneisen in ein inniges Gemenge dieser Entmischungsprodukte mit serpentinösem Material um.

2. Eigentliche Serpentine

Wie oben erwähnt, verstehen wir unter Serpentine Gesteine, in denen sämtliche ursprünglichen Hauptgemengteile (Olivin, Klino- und Orthopyroxene) in Serpentin, Chrysotil und Antigorit umgewandelt sind. Eigentliche Serpentine bestehen demnach aus Antigorit und Chrysotil, untergeordnet Erzen und Pikotit, wobei von Antigorit- zu Chrysotilserpentine sozusagen alle Mischungsverhältnisse vorkommen.

Ein Gestein, das einer Zwischenstufe der Umwandlung von Peridotit zu Serpentin entspricht, sei hier kurz erwähnt. Es stammt von den Parrenner Mädern (Matt 1875) 2020 m ü. M. (Koord. 784 100/191 600).

Im Dünnschliff beobachtet man in einem nicht näher bestimmbar, feinst verteilten Gewebe rundliche und ovale Relikte von Ortho- und Klinopyroxen. Man ist geneigt, im Grundgewebe Glas zu erblicken, um so mehr als die Probe mit Hilfe der Beckeschen Linie (Schlifftrand) für solches spricht. Erst der Vergleich mit andern Gesteinen lässt erkennen, dass es sich nicht um Glas handelt. Fig. 7 zeigt das fragliche Gestein.

Fig. 8 zeigt eine Bewegungsbahn in einem Peridotit. Hier wird ersichtlich, wie die feine, nicht doppelbrechende Masse entsteht, ferner wie die Rundung der Pyroxene zustandekommt. Nach einer von Herrn



Fig. 7. Stark umgewandelter Ortho- und Klinopyroxen (rundliche und ovale Felder). Vergr. 26 \times , Nic. +. Fundort: Parsenner Mäder (Matt 1875).

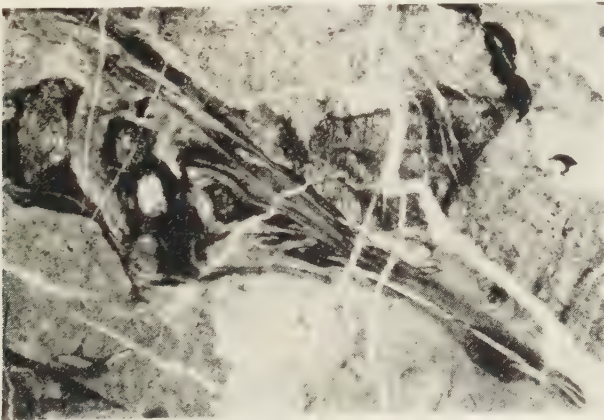


Fig. 8. Bewegungsbahn in einem Peridotit. Vergr. 27 \times . Ohne Analysator. Fundort: Nördlich der Wasserscheide wie Fig. 3. Erklärung im Text.

Prof. Dr. W. NOWACKI in freundlicher Weise gemachten Pulveraufnahme, handelt es sich bei dem feinen, mikroskopisch nicht näher bestimmbar Material um einen Chlorit vom Typus Chamosit-Diabantit (Mg-Chamosit). Jüngste, von Chrysotil erfüllte Klüfte durchziehen das Gestein.

3. Pyroxenite

Diese Gesteinsart wird erstmals von J. CADISCH (1921) beschrieben. Die Pyroxenite setzen als schmale Gängchen von einigen cm Breite, meist nur wenige Dezimeter, selten mehr als einen Meter weit verfolgbar, in den Peridotiten auf. Da und dort bilden sie knauerartige Nester von Faust- bis Handflächengrösse, oft sind sie von sulfidischen Erzen durchsetzt.

Vorkommen

Allenthalben auf der Totalp, doch soviel wir entscheiden können, immer sehr untergeordnet.

Besonders schön entwickelte, grobkörnige Typen finden sich in der Nähe des Wasserschlosses, 1560 m ü. M., im Ronawald oberhalb Selfranga. In den Gründen, auch Gründji oder grün Bödeli genannt, unterhalb der Landstrasse Klosters-Davos, dort wo der Weg nach dem Mönchaltal abzweigt (P. 1445,8), finden sich einige Meter oberhalb des sog. Schluchtweges mehrere Haufen von Pyroxenit, im Volksmund allgemein als „Erzhaufen“ bekannt. Nach der Überlieferung soll das „Erz“ in der Nähe gefördert worden sein und hätte auf Kupfer ausgebeutet werden sollen. Initiant dieses bergbaulichen Versuches soll Pfarrer Joh. Jak. RIEDER (1849—1877) gewesen sein.

Petrographische Beschreibung

Es sind dunkelgrau-grüne bis hellgrau-grüne, fein- bis grobkörnige, zähe, massige Gesteine, die rostfarben anwittern. Auf frischem Bruch ist in gröber körnigen Typen Augit, Granat und sulfidisches Erz zu unterscheiden.

Mineralbestand

Hauptgemengteile

Klinopyroxen
Granat (nicht durchwegs vorhanden)
Aktinolithische Hornblende (sek.)
Karbonat (sek.)

Nebengemengteile

Pikotit
Titanit
Epidot-Zoisit (Kluftfüllung)
Talk (oft fehlend)
Pyrit, Magnetkies, Markasit?,
Kupferkies, Arsenkies

Struktur

Hypidiomorph-körnig, etwas kataklastisch; grössere, isometrische Mosaikaggregate von Pyroxen und gelegentlich Granat liegen in einem Haufwerk von Pyroxenkleinkörnern. Pyroxen und Granat sind oft suturartig miteinander verwachsen.

Textur

Massig, gelegentlich etwas schiefrig.

Klinopyroxen: Die Auslöschungsschiefe $n\gamma/c$ beträgt $40-44^\circ$. Umwandlungen von Pyroxen in aktinolithische Hornblende sind da und dort zu beobachten. Im Endstadium dieses Vorganges liegt ein aus aktinolithischer Hornblende bestehender Hornblendit vor. Ob andere Hornblendite von der Totalp mit grüner Hornblende als Hauptgemengteil, die gelegentlich reich an Talk sind, auf ähnliche Weise entstanden sind, konnten wir nicht abklären.

Der Granat kommt in wohlgerundeten Körnern vor, daneben bildet er tropfen- und hantelförmige Einschlüsse in Pyroxen. Oft ist er von feinst verteiltem Material (Leukoxen? und Chlorit?) fast vollkommen erfüllt.

Die aktinolithische Hornblende bildet schilfige, filzige, selten sphärolithische Aggregate.

Pleochroismus: $n\alpha$ farblos

$n\beta$ farblos

$n\gamma$ farblos bis blassgrün

Auslöschungsschiefe $n\gamma/c$ 12°

Die Vererzung folgt Klüften und feinen Rissen, daneben erfüllt sie oft die Intergranulare. Jüngste Klüfte führen Karbonat.

Im folgenden Schema soll der Versuch gemacht werden, die im vorangegangenen Abschnitt über die Serpentinisierung skizzierten Umwandlungsvorgänge und deren Produkte zeitlich einigermassen zu korrelieren. Die Geschichte des Totalp-Ophiolithikums weist zwei markante Daten auf, die sich am besten mit den Gesteinsbezeichnungen Peridotit und Serpentin charakterisieren lassen. Zeitlich nach der Hauptphase der Serpentinisierung wurden die Pyroxenite gebildet. Die Vorgänge, die sich zwischen den drei „Fixpunkten“ Peridotit, Serpentin und Pyroxenit abspielten, zeitlich zueinander ins richtige Verhältnis zu setzen, dürfte ausserordentlich schwierig sein. Das Schema will denn auch nichts anderes sein als ein Versuch, eine gewisse Ordnung in die so komplexen Vorgänge zu bringen, wobei wir uns der Problematik des Unternehmens wohl bewusst sind und das Vorgehen als Diskussionsgrundlage verstanden wissen möchten.

Zur Frage der Serpentinisierung an sich sind wir der Meinung, dass sie nicht auf die zeitlich beträchtlich nach der Peridotitintrusion erfolgten Einwirkungen der alpinen Dislokationsmetamorphose zurückzuführen ist, sondern dass in der Serpentinisierung ein auto-hydrometa-

morpher Vorgang zu erblicken ist. Die weitere Möglichkeit einer primär magmatischen Kristallisation von Serpentin ist für die Totalp-Masse wohl fast gänzlich auszuschliessen. Von H. P. CORNELIUS (1935) wird die Auffassung vertreten, dass die Antigorithbildung mit der alpinen Metamorphose in Zusammenhang zu bringen sei. Wir glauben nicht, dass für das Untersuchungsgebiet solche Verhältnisse anzunehmen sind. Kausal hängt die Förderung der Peridotite natürlich mit Frühphasen der alpinen Orogenese in Zusammenhang, ihre Umwandlung (Serpentinisierung) aber dürfte in relativer Unabhängigkeit von direkt einwirkenden Einflüssen dislokativer Vorgänge vor sich gegangen sein. In diesem Zusammenhang sei auf peridotitischen Detritus in den zur Radiolaritgruppe gehörenden roten und grünen Tonschiefern hingewiesen (Radiolarit älter als Obertithon). Die Mineralien Olivin, Ortho- und Klinopyroxen der detritischen Peridotitkomponenten weisen allesamt die für die Serpentinisierung der Peridotite typischen Mineralumwandlungen auf.

4. Ophimiktite der Peridotite

In der Namengebung folgen wir E. LEHMANN (1941) und verstehen unter Ophimiktiten gemengte Gesteine, bestehend aus ophiolithischem Material (Peridotit, Serpentin) und Nebengestein (Kalk, Dolomit, Ton- und Mergelschiefer, Radiolarit, Psammiten, Psephiten und kristallinen Gesteinen). Von all den möglichen Kombinationen sind vor allem die Ophicalcite, in gewissen Gebieten auch die Ophidolomite, von grösserer Bedeutung.

Ophicalcite

J. BALL (1897) gibt eine eingehende Beschreibung dieser Gesteinsart. J. CADISCH (1921) erwähnt die Ophicalcite und macht auf die metamorphisierenden Einflüsse der Ophiolithe auf das Nebengestein aufmerksam. H. GRUNAU (1947) gibt eine eingehende Beschreibung der Ophicalcite. Er erörtert die Frage, ob Ophicalcite möglicherweise primär aus einem kalkreichen, ophiolithischen Magma entstanden sein könnten.

Vorkommen

Es sei auf die Ortsangaben, die anlässlich der Besprechung der Peridotite und Serpentine gegeben wurden, verwiesen.

Petrographische Beschreibung

Es sind klein- bis grobkörnige, gemengte Gesteine aus Karbonat- und Ophiolithmaterial. Von reinen Marmoren, ohne sichtbare Ophiolith-

Schematische Übersicht über die Mineralumwandlungen während der Serpentinisierung

Peridotit	Serpentinisierung										Serpentin										Junge Kluffüllungen		Pyroxenite Nester und Gänge	
Olivin	Maschenserpentin Chrysotil (α)	→	Maschenfeld in dichte Serpen- tinsubstanz umgewandelt	→	Maschenfeld in Flocken- serpentin umgewandelt	→	Maschenfeld in Flammen- serpentin umgewandelt	→	Antigoritbildung in Netzsträngen, später in den Maschenfeldern	→	Antigorit-Gitter- serpentin	?	Talk	→	?	Chrysotil (γ) Klinopyroxen Orthopyroxen	Klinopyroxen z. T. in aktinolithische Horn- blende umgewandelt Granat Sulfid. Vererzung	Karbonat auf Adern und Klüften						
Klino- Pyroxen	Maschenserpentin Chrysotil (α)	→	Maschenfeld in dichte Serpen- tinsubstanz umgewandelt	→	Maschenfeld in Flocken- serpentin umgewandelt	→	Maschenfeld in Flammen- serpentin umgewandelt	→	Antigoritbildung in Netzsträngen, später in den Maschenfeldern	→	Antigorit-Gitter- serpentin	?	Talk	→	?	Chrysotil (γ) Klinopyroxen Orthopyroxen	Klinopyroxen z. T. in aktinolithische Horn- blende umgewandelt Granat Sulfid. Vererzung	Karbonat auf Adern und Klüften						
	Antigoritnetz	→	Bastit	→	Flocken- serpentin	→	Flammen- serpentin	→	Antigoritbildung	→	Antigorit-Gitter- serpentin	?	Talk	→	?	Chrysotil (γ) Klinopyroxen Orthopyroxen	Klinopyroxen z. T. in aktinolithische Horn- blende umgewandelt Granat Sulfid. Vererzung	Karbonat auf Adern und Klüften						
Normale Serpentinisierung	→	dichter Serpentin	→	Flocken- serpentin	→	Flammen- serpentin	→	Antigoritbildung	→	Antigorit-Gitter- serpentin	?	Talk	→	?	Chrysotil (γ) Klinopyroxen Orthopyroxen	Klinopyroxen z. T. in aktinolithische Horn- blende umgewandelt Granat Sulfid. Vererzung	Karbonat auf Adern und Klüften							
Ortho- Pyroxen	Antigoritnetz	→	Bastit	→	Flocken- serpentin	→	Flammen- serpentin	→	Antigoritbildung	→	Antigorit-Gitter- serpentin	?	Talk	→	?	Chrysotil (γ) Klinopyroxen Orthopyroxen	Klinopyroxen z. T. in aktinolithische Horn- blende umgewandelt Granat Sulfid. Vererzung	Karbonat auf Adern und Klüften						
Ophimiktite										Ophimiktite														

beimengung, bis zu reinen Ophiolithen bestehen alle Übergänge. In bunt gemengten Gesteinen setzen die Ophiolith- und Karbonataggregate (Körner, Flatschen, Linsen, mannigfaltig gewundene Adern und Gänge) gegeneinander durchaus scharf ab. In weniger stark rekristallisierten Gesteinen weist der Karbonatanteil oft deutliche Schichtung auf. Deutliche Bänderung von buntgemengten, roten und grünen Ophicalciten konnte in den Aufschlüssen der Schwarzseealp beobachtet werden (Mächtigkeit der einzelnen Bänder 4–10 cm). In den Aufschlüssen unterhalb der Parsennhütte, da wo der Weg eine scharfe S-Kurve beschreibt, auf 2070 m ü. M. (Koord. 782 350/191 500), ist in rot gefärbtem, z. T. gebändertem Ophicalcit eine ausgesprochen grobschlierige, vielfach gewundene, wirbelige Textur festzustellen. Rein äusserlich lässt sich diese Textur mit jener durch Mazerationssynklase umgewandelten carnallitischen Gemengesalzen vergleichen. (Wirre, verkraupfte Bänderung im Sinne von F. RINNE, 1940.)

Die Farbe der Ophicalcite ist sehr wechseivoll. Das Karbonat kann weiss, grau, gelblich, grünlich, rötlich bis dunkelrot und bräunlich sein. Je nach dem Gehalt an ophiolithischem Material entstehen so hell- bis dunkelgrün und schwarz gescheckte und durchäderte Gesteine der verschiedensten Farbe. Das ophiolithische Material wittert erhaben aus, was zu einer sehr rauhen, feinkarrigen bis schlackigen Anwitterungsfläche führt.

Mineralbestand

Hauptgemengteile	Nebengemengteile
Alle Minerale der Peridotite	Magnetit
und deren	Hämatit
Umwandlungsprodukte	Limonitisches Pigment
Karbonat	Quarz (selten)

Struktur

Für reine Marmore: Klein- bis grobkörnige, pflastrige Aggregate liegen in einem meist fein- bis feinkörnigen, schwach pigmentierten karbonatischen Grundgewebe.

Für Ophicalcite: Grössere und kleinere, öfters gerundete und ausgezogene Ophiolithaggregate liegen in einer klein- bis grobkörnigen Karbonatmasse bunt verteilt.

Textur

Massig bis schiefbrig, oft deutlich lagig, daneben schlierig und flasrig.

Olivin wurde nirgends frisch angetroffen; stets ist er in Maschenserpentin umgewandelt.

Orthaugit ist umgewandelt in Bastit, daneben auch in blättrige, parallel struierte Antigoritaggregate, in denen langspindlige, leukoxenartige Gebilde beobachtet wurden.

Frischer Klinopyroxen ist relativ häufig. Oft ist er in büschelig-schilfige, aktinolithische Aggregate umgewandelt. An anderer Stelle kann beobachtet werden, wie Karbonat auf feinsten Adern und Klüften in den Klinopyroxen einwächst und diesen vollkommen „überwuchert“.

Das Karbonat der Opicalcite, soweit wir bis heute beurteilen können, ist weit überwiegend calcitisch (geprüft nach der Methode von J. RODGERS, 1940).

Genese der Opicalcite

H. P. CORNELIUS (1935) hat vier Möglichkeiten gegeneinander abgewogen, die zur Entstehung von Opicalciten führen können. Wässrige Infiltration von Ophiolithmaterial ins kalkige Nebengestein scheint dem Autor wenig wahrscheinlich.

Opicalcite als tektonisch gemischte Gesteine zu interpretieren, mag da und dort angehen.

Opicalcite als aus ursprünglichen Tuffen hervorgegangene Gesteine zu deuten, vermag manchen Ansprüchen zu genügen; allein es sprechen manche Gründe gegen diese Erklärungsweise.

Als vierte Möglichkeit, sie scheint die wahrscheinlichste, kommt die Kontaktmetamorphose in Frage, wenngleich auch hier gewisse Einwände zu machen sind. Als solche erwähnt H. P. CORNELIUS gelegentliche Breccienstruktur, Anwesenheit von Fe als Oxyd, Fehlen anderweitiger Kontaktminerale in den Opicalciten, während in unmittelbarer Nähe solche am Ophiolithkontakt festzustellen sind.

E. A. DIEHL (1938) sagt zum Problem der Opicalcitbildung, dass nichts gegen wässrige Infiltration von ophiolithischem Material ins Nebengestein spreche. Auch tektonische Mischung von Serpentin und Karbonat hält er für durchaus möglich. DIEHL glaubt auch, dass bei wässriger Infiltration von ophiolithischem Material in dolomitische Gesteine eine Entdolomitierung eintrete und MgO zur Bildung von Serpentin aufgebraucht werde.

H. GRUNAU (1947) sagt, dass für sein Untersuchungsgebiet nur die Kontaktmetamorphose als Bildungsweise für die Opicalcite in Frage komme. Daneben gibt er noch, wie oben erwähnt, eine weitere Erklärungsweise, in der angenommen wird, dass die Opicalcite primär aus einem kalkreichen Magma gebildet wurden.

Was die Bildungsweise der Opicalcite unseres Untersuchungsgebietes anbetrifft, so schliessen wir uns der Auffassung von H. P. CORNELIUS (1935) und H. GRUNAU (1947) an, wonach Kontaktbildungen vorliegen. Im Gegensatz zum Gebiet von Arosa kann in unserem Untersuchungsgebiet der Zusammenhang zwischen unverändertem Sediment (Aptychenkalk), Opicalcit und reinem Peridotit (Serpentin) lückenlos verfolgt werden. Die Möglichkeit, die H. GRUNAU (1947) postuliert, wonach das Karbonat der Opicalcite magmatischer Herkunft sein könnte, scheint für unsere Verhältnisse nicht wahrscheinlich. Assimilation von Karbonat durch das peridotitische Magma dagegen, die weitab von jeglichem Kontakt mit Kalkgestein zu Opicalcitbildung Anlass geben kann, hat in grösserem Umfang stattgefunden.

Einige allgemeine Bemerkungen zum Problem der Ophicalcit-Bildung

Die ophiolithische Tätigkeit dürfte in der Aroser-Schuppenzone Mittel- und Nordwestbündens im Malm (mittlerer Malm, unter Umständen etwas früher) eingesetzt haben und kam an der Untergrenze des Obertithons zu einem vorläufigen Abschluss⁴⁾. Es ist nun wahrscheinlich, dass beim Eindringen des ophiolithischen Magmas gewisse Sedimentserien noch nicht vollkommen verfestigt, beträchtlich wasserhaltig waren. Diese Auffassung, sie stammt von R. A. DALY (1914), könnte in mancher Hinsicht Fingerzeige für den Ablauf der ausserordentlich komplizierten Vorgänge der Ophicalcitbildung und Serpentinisierung geben. Sie wäre z. B. im Stande, die von H. P. CORNELIUS (1935) gemachten Einwände gegen die Entstehungsweise der Ophicalcite als Produkt der Kontaktmetamorphose zu beseitigen. Breccienstrukturen (Eruptivbreccien) können auf diese Art ohne weiteres erklärt werden, ebenso die erwähnte wirr verkrampfte Bänderung im Sinne F. RINNES (1940) als Fliesen eines nicht vollkommen verfestigten Sedimentbreis unter Einwirkung von Intrusion und Durchbewegung. Dass das Fe als Oxyd vorliegt, würde als Einwand ebenfalls dahinfallen.

Die Frage, weshalb es in der Aroser-Schuppenzone von Mittel- und Nordwestbünden bei diesen Intrusionsvorgängen nicht zur Bildung eigentlicher Kontaktminerale gekommen sei, hat schon H. GRUNAU (1947) andeutungsweise zu erklären versucht, indem er glaubt, dass die herrschenden p-t-Bedingungen nicht hoch genug gewesen seien.

In diesem Zusammenhang sei an H. H. HESS (1933) erinnert, der nachdrücklich auf die in der Regel geringen Kontaktwirkungen peridotitischer Magmen auf das Nebengestein hinweist. Er macht geltend, dass beim Eindringen basischer Magmen in wasserhaltige Sedimente bei gleicher Temperatur der Dampfdruck im ganzen Intrusionsbereich in den Sedimenten höher sei als im Magma selber. Die Richtung der Lösungszirkulation geht unter diesen Bedingungen aus dem Sediment ins Magma, was die auffallend geringen Kontaktwirkungen erklären würde. Diese Auffassung lässt auch die Möglichkeit offen, dass ein wasserreiches

⁴⁾ Unsere Untersuchungen haben ergeben (R. A. GEES, 1955a), dass die Radiolaritgruppe der Aroser-Schuppenzone im Liegenden wie im Hangenden durch Kalksedimente abgelöst wird (Aptychen- bzw. Calpionellenkalk). Es gelang, die hangenden Calpionellenkalke mit Obertithon bis Neokom zeitlich festzulegen. Da wir annehmen, dass die Kieselsedimentation kausal mit der Ophiolithförderung zusammenhängt (CO₂-Exhalationen ins Meerwasser), glauben wir, dass für den Fall von Mittel- und Nordwestbünden mit dem Wiedereinsetzen der Kalksedimentation (Obertithon) die Ophiolithtätigkeit aussetzte.

peridotitisches Magma entstehen kann, und dass unter gewissen p-t-Bedingungen die Richtung der Lösungszirkulation umgekehrt vor sich geht, also aus dem Magma ins Nebengestein. Auf diese Weise liessen sich die eigentlichen Kontaktbildungen (Kalksilikatfelse und Silikatmarmore) wie sie H. P. CORNELIUS (1935) beschreibt, erklären.

Was den Wassergehalt der Sedimente betrifft, so haben die neuesten schwedischen und amerikanischen Tiefseeforschungen gezeigt, dass z. B. auf dem Grund des atlantischen Ozeans mehrere tausend Meter diagenetisch nicht verfestigtes Material vorliegen muss. Nun dürfen natürlich die Verhältnisse des atlantischen Ozeans nicht ohne weiteres auf die alpine Geosynklinale übertragen werden, da solche Mächtigkeiten unverfestigten Materials wohl an Meeresbecken gebunden sind, die über längere geologische Epochen persistieren und die tektonisch relativ ruhige Bezirke der Erdrinde darstellen. Eine Geosynklinale ist nun an sich ein äusserst instabiles Erdrindenstück, so dass für die Bedingungen der Diagenese und den Wassergehalt der Sedimentserien hier wohl etwas andere Verhältnisse angenommen werden müssen. Grosse Mächtigkeiten unverfestigten Materials innerhalb einer Geosynklinalserie, die grössere Abschnitte der Erdgeschichte umfassen würden, sind schon deshalb wenig wahrscheinlich, weil durch Hebungsvorgänge immer wieder Gesteinsserien der Abtragung zugänglich gemacht werden. Die daraus entstehenden Trümmergesteine (Breccien, Konglomerate, Psammite etc.) sind aber nur denkbar, wenn das Ausgangsmaterial — in vielen Fällen dürfte es sich um die zuletzt abgelagerten jüngsten Sedimentserien handeln — bereits diagenetisch vollkommen verfestigt war.

Welche Sedimentserien in unserem speziellen Fall der Aroser-Schuppenzone Mittel- und Nordwestbündens noch nicht verfestigt waren, ist schwer zu entscheiden. Wahrscheinlich neben dem Radiolarit der Aptychenkalk und möglicherweise gewisse Abteilungen des „Lias“⁵⁾.

Ein weiterer Punkt, was den Wassergehalt der Sedimente anbetrifft, wäre die Frage, ob dieser in einer Schicht immer gleich gross ist. Hier können Ergebnisse der Erdölgeologie zu Vergleichen herangezogen werden. Es hat sich gezeigt, dass Wasseranalysen aus ein und derselben Schicht, selbst wenn die Proben von nahe beieinanderliegenden Punkten stammten, recht grosse Unterschiede aufweisen können. Es muss deshalb angenommen werden, dass die Vermischung der Wässer innerhalb einer Schicht, auch über geologische Perioden, nicht zustandekommen konnte.

⁵⁾ „Lias“: Streifen- oder Allgäuschiefer. „Lias“ ist in diesem Fall nur eine ungefähre Altersbezeichnung.

Die Strömungsgeschwindigkeit des Wassers von einer Schichtpartie in eine andere ist demnach ausserordentlich klein. Ähnliche Verhältnisse dürften, was die Strömungsgeschwindigkeit des Wassers anbetrifft, auch für eine Sedimentserie innerhalb einer Geosynklinale gelten. Wird nun aus einer Schichtpartie oder einem Teil einer Sedimentserie durch tektonische Vorgänge das Wasser ausgepresst, während gleichzeitig in räumlich benachbarten Gebieten, in denen sich die tektonischen Einflüsse nicht oder nur wenig bemerkbar machten, der Wassergehalt der gleichen Schicht bzw. Serie erhalten blieb, so ist es durchaus denkbar, dass bei der geringen Strömungsgeschwindigkeit innerhalb der Sedimente ein „Feuchtigkeitsausgleich“ sich nicht wieder herzustellen vermochte. Es würden demnach innerhalb derselben Schicht bzw. Serie „trockene“, diagenetisch weitgehend bis vollkommen verfestigte, neben „nassen“, diagenetisch noch wesentlich weniger verfestigten Bezirken vorliegen. Wird ein solcher ungleich verfestigter und unterschiedliche Wasserführung aufweisender Sedimentkomplex von Ophiolithen intrudiert, so können sich die Vorgänge etwa so abspielen, wie sie H. H. HESS (1933) sehr vereinfacht schilderte.

Zusammenfassend möchten wir den Vorgang etwa so skizzieren: Peridotitisches Magma dringt unter tektonischen Bewegungen in eine diagenetisch unterschiedlich verfestigte Sedimentserie (Radiolarit, Aptychenkalk, gewisse Abteilungen des „Lias“) ein. Die Serie weist unterschiedlichen Wassergehalt sowohl in lateraler wie in vertikaler Ausdehnung auf. Das Magma nimmt Wasser auf (teilweise Serpentinisierung). In „nassen“ Sedimentserien verläuft die Lösungszirkulation am Kontakt in Richtung Sediment Magma, umgekehrt in „trockenen“ Serien. Im ersten Fall entstehen die Ophicalcite (gemengte Gesteine von Karbonat und ophiolithischem Material). Im zweiten, wenn bei geeigneten p-t-Bedingungen Dissoziation des Karbonats und Assimilation des Ca (Mg, Fe) eintritt, kommt es zur Bildung von eigentlichen Kontaktmineralien.

Neben den Kontakten Kalk-Peridotit wären noch diejenigen an Hauptdolomit, Ton- und Mergelschiefern sowie Radiolarit zu erwähnen.

Der Hauptdolomit ist bis einige Dezimeter tief von der eigentlichen Kontaktlinie entfernt von haarfeinen, bis einige Millimeter breiten Äderchen von Chrysotil durchschwärmt. Da und dort ist der Dolomit leicht rekristallisiert. Bei Radiolariten und Schiefern wurde im Kontaktbereich das Gesteinsgefüge in einzelne Fragmente zerlegt, die allseitig von ophiolithischem Material umflossen wurden. Die Kontaktlinien Sediment-Peridotit sind durchaus scharf.

5. Geologisches Auftreten und Alter der Peridotite

Durchgreifende Lagerung im Grossen, so sagt H. P. CORNELIUS (1935), ist nicht anzutreffen. Diese seit jeher bekannte Tatsache ist auch in unserem Untersuchungsgebiet verwirklicht. Bezüglich der Frage, ob die Peridotite syntektonisch oder schon früher in der sog. Geosynklinal-Phase zur Intrusion gelangten, müssen wir uns ganz entschieden für die zweite Auffassung aussprechen. Dieses Problem hängt natürlich eng mit der Altersfrage der Peridotite zusammen. Durch das Auffinden von Peridotitmaterial als Detritus in den zur Radiolaritgruppe gehörenden Tonschiefern ist, wenn auch kein vollgültiger Beweis, so doch die grosse Wahrscheinlichkeit gegeben, dass die Peridotite früher oder annähernd gleichzeitig mit der Bildung des Radiolarits zur Intrusion gelangten. Der Radiolarit geht gegen das Hangende in den Calpionellenkalk über (oberes Tithon bis Neocom), so dass mit einiger Vorsicht das Alter der Peridotite mit Malm (mittlerer bis oberer) angegeben werden kann. Die Peridotitförderung wäre demnach möglicherweise mit der jungkimmerischen Gebirgsbildungsphase in Zusammenhang zu bringen.

Die Altersfrage der Peridotite führt noch zu einem weiteren, viel diskutierten Problem, nämlich der Zugehörigkeit der Ophiolithe zu bestimmten Ablagerungsräumen. R. STAUB vertrat und vertritt neuerdings wieder (1948) die Auffassung, Ophiolithe seien auf den penninischen Raum beschränkt. Demgegenüber vertritt J. CADISCH (1953) erneut die Meinung, die Ophiolithe gehörten dem penninisch-unterostalpinen Grenzbezirk an. Liegen nun Peridotite mit primärem Eruptivkontakt, und daran ist nicht zu zweifeln, in der Schichtfolge der Aroser-Schuppenzone, und sind diese Peridotite bereits im Zeitabschnitt vom mittleren bis obernen Malm eingedrungen, so bleibt wohl keine andere Möglichkeit, als anzunehmen, sie seien auf besonderen, in den unterostalpinen Sedimentationsraum mündenden Förderwegen in die Schichtfolge gelangt. Zu der These von F. ROESLI (1945), wonach die Ophiolithe der Aroser-Schuppenzone aus dem penninischen Raum erst in dem Zeitpunkt in diese eindringen, als diese durch die alpinen Überschiebungsvorgänge auf das Penninikum überschoben war, ist zu bemerken, dass das zur Malmzeit sicherlich nicht der Fall war, die Peridotitintrusion in die Aroser-Schuppenzone auf diese Weise also nicht erklärt werden kann.

Zusammenfassend möchten wir die Verhältnisse etwa so darlegen: Die Peridotite der Aroser-Schuppenzone Mittel- und Nordwestbündens wären als initialer Magmatismus einer oberjurassischen Gebirgsbildung (jungkimmerisch?) zu deuten. Ihre Intrusion wäre während des Geo-

synklijalstadiums erfolgt. Die Gebirgsbildungsvorgänge dürften für die in Frage kommenden Gebiete wohl kaum über die Anlage gewisser Embryonalstrukturen hinausgegangen sein.

6. Diabase

In Anlehnung an M. VUAGNAT (1951) möchten wir den Begriff Diabas im weiten Sinne auffassen. VUAGNAT sagt in diesem Zusammenhang:

... Les „diabases“ au sens large du mot formant un ensemble de roches volcaniques ou subvolcaniques à grain fin avec diverses roches associées: brèches, „micrites“, etc.

Die erste eingehende Beschreibung der Diabase der Aroser-Schuppenzone für das Gebiet von Arosa stammt von A. BODMER-BEDER (1898).

J. CADISCH (1921) erwähnt biotit- und hornblendefreie Diabase und Variolite. H. GRUNAU (1947) beschäftigt sich eingehend mit diesen Gesteinen und nennt sie Spilite und Variolite. Er gibt eine ausführliche Gesteinsbeschreibung und erörtert anhand von zwei Analysen den Chemismus. Diesen eingehenden Ausführungen von H. GRUNAU haben wir kaum Wesentliches beizufügen und beschränken uns im folgenden auf das Notwendigste.

Vorkommen

Zwei kleine Aufschlüsse befinden sich auf etwa halbem Weg zwischen Casanapass und Parsennfurka (Blatt 94B). Drei grössere Vorkommen sind in der Nähe des „feissten Loches“, im Bündiwald auf 1600—1660 m ü. M. (Koord. 784 450/193 550) aufgeschlossen. Nordwestlich des Cotschnabodens, bei der Örtlichkeit Griesle (Blatt 94B) direkt oberhalb des Weges nach dem „unteren Matt“ befindet sich ein wenige Kubikmeter grosser Diabasaufschluss (Koord. 784 200/193 350). Einige Schritte davon entfernt kreuzt ein 10—15 m mächtiges Gesteinsband den Weg (in der geol. Spezialkarte 94B als Breccien vom Saluvertyp kartiert). Es handelt sich um eine äusserst heterogen zusammengesetzte, tektonisch vermischte Zone von Kristallin, Verrucano, Kalken und Breccien, in die Diabas eingedrungen ist.

Nördlich der Landquart finden sich Diabase unterhalb des Maiensässes Matäsch. Sie liegen hier, wie J. CADISCH (1929) bereits feststellt, in tektonisch äusserst verworrener Lage im Verein mit Sulzfluh- und Aroser-Schuppenzonen-Gesteinen.

Ein weiteres Vorkommen, ausserhalb unseres Untersuchungsgebietes, soll in die kurzen Betrachtungen einbezogen werden. Es handelt sich um die Diabase in der Umgebung der Scesaplanahütte. Sie wurden von TH. LORENZ (1901) beschrieben und auf seiner Karte wiedergegeben, sind dann aber in der Folge fast in Vergessenheit geraten. Die Diabase liegen hier mit Primärkontakt in Flyschsandkalken, in deren normalem Liegenden sich Couches rouges befinden. Couches rouges und Flysch gehören in die Falknisdecke, ebenso das den Flysch an einer Überschiebungsfläche überlagernde Tithon. Die Aufschlüsse befinden sich nördlich und nordwestlich der Scesaplanahütte des SAC, oberhalb und unterhalb des Weges, der gegen die grosse Furka führt (770 500/213 200).

Allen Diabasvorkommen unseres Untersuchungsgebietes, Griesle ausgenommen, ist gemeinsam ihre tektonische Lage. Sie liegen alle in den tektonisch tieferen Abteilungen der Aroser-Schuppenzone, nahe der Auflagerungsfläche auf die Sulzfluh- bzw. Falknis-Decke, bei Matätsch z. T. in Gesteinen der Sulzfluhdecke selbst. Diese besondere tektonische Lage steht in Einklang mit derjenigen der Ophiolithe der Schwärzi (Sattel zwischen Weissfluh und Zähnejfluh), wie übrigens auch mit dem von H. GRUNAU (1947) beschriebenen Spilitzug Prätschwald-Loser Tritt-Wolfsboden im Gebiet von Arosa. Gleiche Verhältnisse beschreibt W. HÄFNER (1924) für den südöstlichen Rhätikon.

Petrographische Beschreibung

Im Felde lassen sich grüne und rote Diabase unterscheiden. Von grünen über grün-rot gesprenkelte zu grauen und roten massigen, bisweilen etwas schiefrigen Gesteinen bestehen alle Übergänge. Die Anwitterungsfarbe ist hellgrün, beige oder rostbraun. Mit der Lupe ist ausser Karbonat in etwas größeren Varietäten noch Feldspat zu erkennen.

Grüne Diabase

Mineralbestand

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Albit	Titanit-Leukoxen	Epidot-Zoisit
Chlorit (sek.)	Aktinolith. Hornblende	
Karbonat (sek.)	Quarz (auf Klüften)	

Struktur

Intersertal, arboreszierend, variolitisch.

Textur

Massig, zuweilen etwas schiefrig.

Rote Diabase

Mineralbestand

Hauptgemengteile	Nebengemengteile	Übergemengteile
Albit	Chlorit	Epidot-Zoisit
Hämatit	Titanit-Leukoxen	
Karbonat (sek.)		

Struktur

Intersertal, arboreszierend, variolitisch.

Textur

Massig, zuweilen etwas schiefrig.

Der Plagioklas, soweit er sich bestimmen liess (U-Tisch und Immersionsmethode), ist Albit. Selten ist er rein, sondern meist von chloritischem Material erfüllt. Zonarstruktur konnte nie beobachtet werden. Bei Neubildungen handelt es sich immer um Albit. Bemerkenswert sind junge, von Albit erfüllte Klüfte mit deutlich arboreszierender Struktur.

Chlorit ist z. T. klinochlor-, z. T. penninartig, daneben kommt Chlorit vor, der keine merkbare Doppelbrechung aufweist. Er bildet Kerne und Bänder in Plagioklas, füllt Zwickel (intersertal), oder liegt als deutlich sechseckige (Olivin?) Pseudomorphosen vor.

Hämatit bildet Haufen und Bänder, daneben ist er in feinen Körnern über das ganze Schliffbild verteilt.

Titanit-Leukoxen liegt als äusserst feinverteilte, nebelartige Bestäubung vor.

Die sog. Kissenstruktur konnte nur lokal in den Diabasen der Scesa-planahütte beobachtet werden. Die einzelnen Kissen weisen im Zentrum grobarboreszierende, am Rand z. T. fein-arboreszierende bis variolitische oder sphärolitische Struktur auf und sind durch schmale Lagen von Sediment, Sandkalk, z. T. stark verkieselt, getrennt.

7. Ophimiktite der Diabase

Es gilt weitgehend das anlässlich der Besprechung der Peridotite und ihrer Kontaktbildungen Gesagte. Besonders erwähnen möchten wir in diesem Zusammenhang die Aufschlüsse bei der Örtlichkeit Griesle. Hier drangen Diabase in eine tektonische Quetschzone. Ähnliche Verhältnisse beschreibt J. CADISCH (1921) von der Weissfluh.

8. Genetisches und geologisches Alter der Diabase

Sind die Diabase Intrusiv- oder Extrusivgesteine? Wir möchten uns nicht für die eine Möglichkeit entscheiden und gleichzeitig die andere ausschliessen. Das gangartige Auftreten spricht für Intrusivcharakter, Kissenstruktur nach manchen Autoren für subaquatische Ergüsse. Wir glauben, dass für unser Untersuchungsgebiet beide Möglichkeiten zu recht bestehen, die Diabase also je nach den besonderen Umständen Intrusiv- oder Effusivgesteine sein können.

Was die Kissen- oder Wulstbildung (pillow-structure) anbelangt, so glauben wir nicht, dass ihre Entstehung unbedingt subaquatische Ergüsse voraussetzt. Diese Strukturart kann auf diese Weise entstehen, dagegen sind solche Absonderungen auch von rezenten bis subrezentem Vulkanen bekannt (Gunung Agung, Ost-Bali, 2500 m ü. M.; freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Dr. H. GRUNAU). E. LEHMANN (1941) macht geltend, dass pillow-structure auch beim Eindringen von Schmelze

in einen festen Gesteinskomplex entstehen könne. Voraussetzung in diesem Fall dürfte die reichliche Gegenwart einer unter Druck stehenden Gas- oder Dampfphase in geeignetem Temperaturbereich sein.

Was den Chemismus der Diabase anbelangt, so möchten wir uns an dieser Stelle darauf beschränken, eine neue chemische Analyse der Diabase von der Scesaplanahütte folgen zu lassen.

Es handelt sich um einen grünen Diabas mit grobarboreszierender Struktur. Das Handstück wurde aus der Mitte eines Kissens entnommen. Fundort: Einige Meter unterhalb des Weges von der Scesaplanahütte nach der grossen Furka (1950 m ü. M.), da wo der Weg vom östlichen Zufluss des Stegentobels gequert wird.

SiO ₂	43,89	si	110
TiO ₂	1,66	al	27,1
Al ₂ O ₃	18,26	fm	54,3
Fe ₂ O ₃	1,36	c	7,5
FeO	8,62	alk	11,1
MnO	0,11	k	0,04
MgO	8,93	mg	0,61
CaO	2,79	ti	3,1
Na ₂ O	4,39	p	0,15
K ₂ O	0,24	c/fm	0,14
H ₂ O +	7,01		
H ₂ O -	0,74		
P ₂ O ₅	0,14		
CO ₂	1,90	Analytiker: P. ZBINDEN (Bern)	
S	0,17		
	100,21	Magmentyp: natronlamprosyenitisch, c-arm	

Geologisches Alter der Diabase

H. GRUNAU (1947) nimmt für die Spilite der Gegend von Arosa kretazisches Alter an. Da die Spilitmagmen nach ihm syntektonisch gefördert wurden, bringt er deren Förderung mit den oberkretazischen Faltungsparoxysmen in Zusammenhang.

Die oben erwähnten Diabase bei der Scesaplanahütte sind geeignet, in die Altersfrage einige Klarheit zu bringen. Das Profil durch die Quetschzone (Falknisdecke) an der oben erwähnten Fundstelle der Diabase gestaltet sich etwa folgendermassen:

Tithon

x ————— Überschiebungsfläche ————— x

Flysch mit Diabaseinlagerungen

Couches rouges

Die Couches rouges der Falknisdecke reichen bis ins Paläocän (Globorotalienschiechten: nach freundlicher mündlicher Mitteilung von Herrn Dr. F. ALLEMANN). Der normal den Couches rouges auflagernde Flysch ist zweifelsohne jünger, möglicherweise jüngstes Paläocän und jünger; der in den Flysch eingedrungene Diabas demnach noch etwas jünger. Wenn wir also das Alter der Diabase des Scesaplanagebietes mit post-paläocän veranschlagen, so dürften wir kaum stark fehlgehen.

Vollkommen analoge Verhältnisse liegen im Unterengadin vor. Die Flyschkomplexe, in denen die mächtige Bürkelkopf-Ophiolithmasse steckt, sind ebenfalls jünger als Paläocän, d. h. als die Globorotalienschiechten (freundliche mündliche Mitteilung von Herrn Prof. Dr. J. CADISCH).

Direkte Beweise für die Gleichaltrigkeit der Diabase der Aroser-Schuppenzone unseres Untersuchungsgebietes fehlen noch, aber es liegt nahe, auch hier analoge Verhältnisse anzunehmen.

Schematischer Überblick über die ophiolithische Tätigkeit in den unterostalpinen Decken von Nordwest- und Mittelbünden und des Unterengadins

Falknis-D.	Sulzfluh-D.	Aroser-Schz.	Unter-Engadin	
Diabase Scesaplana in Falknis- Flysch	?	Diabase? ?	Diabase Gabbros Peridotite in Tasnaflsch	Unt. Tertiär Paläocän
↓ ?	Diabase in Couches rouges Matätsch	Gabbros E-Rhätikon		Obere Kreide
		↓ ?		Untere Kreide
		Peridotite		Mittlerer bis oberer Malm

Bezüglich der Sequenz der einzelnen Glieder der Ophiolithsippe herrscht zwischen Nordwest-, Mittel- und Südbünden und auch dem Unterengadin Übereinstimmung, dergestalt, dass das peridotitische Glied immer das älteste, das diabasische das jüngste ist. Der grosse Unterschied

zwischen Nordwest- bzw. Mittelbünden und dem Unterengadin besteht darin, dass in Nordwest- bzw. Mittelbünden zwischen den beiden Hauptförderungen ophiolithischen Materials eine grössere Zeitspanne liegt (Untergrenze Obertithon? bis und mit gewissen Teilen des Paläocän?). ferner, dass in der Falknis- und Sulzfluhdecke nur Diabase vorkommen, während andererseits im Flysch der Tasnaserie des Unterengadins alle drei Glieder der Ophiolithe auftreten, die zudem ungefähr gleichaltrig sein dürften.

9. Die Beziehungen zwischen Peridotit, Gabbro und Diabas

M. VUAGNAT (1951) wirft u. a. folgende Frage auf:

„Quels sont les rapports du magma ultrabasique avec le magma qui a engendré les autres roches vertes? S'agit-il de deux magmas apparentés, l'un représentant le produit de la différenciation de l'autre? S'agit-il au contraire de deux magmas a très différents...“

Die Zusammenhänge, wie sie in der Bürkelkopfmasse im Tasnaflisch des Unterengadins vorliegen, sprechen für die erste der von VUAGNAT angedeuteten Möglichkeiten. Es würde merkwürdig anmuten, wenn Peridotite, Gabbros und Diabase, stammten sie von verschiedenen Magmen her, deren Ursprungsorte doch wohl in sehr unterschiedlichen Erdrindentiefen zu suchen wären, zufällig in solchen Ausmassen, in einer tektonisch bewegten Zeit (Alt-Tertiär), ausgerechnet in dieselben Serien hineingelangt sein sollten.

Zusammenfassend möchten wir die äusserst komplizierten Vorgänge und Zusammenhänge sehr schematisch wie folgt darstellen: Während des Geosynkinalstadiums, im Mesozoikum, stieg ein ophiolithisches Urmagma in die die Geosynklinale unterteufenden Erdrindenpartien und bildete in der Tiefe ein ausgedehntes Reservoir. Unter relativ ruhigen Bedingungen setzte gravitative Kristallisationsdifferentiation ein, so dass im Urherd eine gewisse stofflich-mineralogische Trennung entstand. Die schwersten Differentiate wurden im Falle Nordwest- und Mittelbündens während frühorogenetischen Bewegungen (oberer Malm) von den restlichen ophiolithischen Schmelzlösungen separiert und wanderten, möglicherweise auf tektonisch vorgezeichneten Bahnen, in höher gelegene, z. T. wasserhaltige Sedimentserien (Serpentinisierung, Ophimiktite, CO_2 -Exhalationen ins Meer). Die in der Tiefe zurückbleibenden Magmenreste differenzierten sich weiter (Gabbros) und endlich entstanden, vielleicht unter äusserst komplizierten Wechselwirkungen zu

wasserhaltigen Sedimenten oder direkt zum Meerwasser, die Diabase, in Spezialfällen spilitische Derivate.

Für den Fall des Unterengadins nehmen wir an, dass das primär angelegte Ophiolithreservoir, dessen Anlage nicht unter allen Umständen gleichaltrig sein muss wie dasjenige für das Gebiet von Nordwest- und Mittelbünden, über längere Zeit persistierte und dass sich dann dort, während relativ kurzer Zeit, ähnliche Vorgänge abspielten wie die oben angedeuteten.

R. STAUB (1922) gibt in seiner vergleichenden Arbeit über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen folgendes Schema: Innerhalb der Ophiolithe nehmen die Serpentine gegen Süden beständig an Bedeutung zu. Wo grössere tektonische Komplikationen vorhanden sind, sind die tieferen Ophiolithzonen frei von Serpentin. In höheren tektonischen Elementen stellt sich Serpentin ein, um in den höchsten das alleinige Glied der Reihe darzustellen.

Wir können der Auffassung von R. STAUB (1922) für unser Untersuchungsgebiet, rein räumlich betrachtet, mit gewissen Vorbehalten zustimmen. Für das Gebiet des Bürkelkopfes dagegen, der eine zusammenhängende Ophiolithmasse darstellt, müssen wir diese These ablehnen. Wir glauben nicht, dass die Zunahme peridotitischen Materials fortschreitend von tieferen zu höheren Elementen der Aroser-Schuppenzone des Untersuchungsgebietes auf einer Gesetzmässigkeit beruht, sondern erblicken darin eher eine zufällige Verteilung.

10. Die tektonische Stellung der Ophiolithe

Diese Frage wurde bereits anlässlich der Besprechung der Peridotite angeschnitten. Sie soll hier nochmals kurz für die Gesamtheit der Ophiolithe erörtert werden. Eine Zusammenstellung verschiedener Ophiolithvorkommen und ihrer tektonischen Stellung längs des Randes des Prätigauerhalbfensters ergibt folgendes Bild:

Liechtenstein: Spilit und Ophicalcit gehören in die Quetschzone (Falknis-Decke, Sulzfluh-Decke, Aroser-Schuppenzone), Lagerungsverhältnisse nicht vollkommen abgeklärt. H. SCHÄTTI (1951).

Scesaplana Hütte: Diabas im Flysch der Falknis-Decke. Primärkontakt sicher gestellt. R. A. GEES.

Östlicher Rhätikon: Basische Eruptiva (Serpentin, Gabbro, Diabas) beschränkt auf eine Zone im Hangenden des Tithon (Sulzfluhkalk). W. v. SEIDLITZ (1906).

Südöstlicher Rhätikon: Basische Eruptiva an der Grenze Viehcalanda-Schuppe/Aroser Schuppenzone. W. HÄFNER (1924).

- Matätsch: Diabase und Ophicalcite an der Deckengrenze Sulzfluh-Decke Aroser Schuppenzone. J. CADISCH (1921). — Primärkontakt mit den Couches rouges der Sulzfluh-Decke? R. A. GEES.
- Blaue Rüfi/Muttentobel: Peridotit-Serpentin in höheren Abteilungen der Aroser-Schuppenzone.
- Ronawald/in den Zügen: Peridotit-Serpentin in höheren Abteilungen der Aroser-Schuppenzone.
- Schafalägerzug: Serpentin zwischen Dorfbergsschuppe (unterostalpin) und Seehornsschuppe (oberostalpin).
- Griesle/Feisstes Loch/Bündiwald: Diabas in tieferen Abteilungen der Aroser-Schuppenzone. Griesle: Primärkontakt an Breccien.
- Casanna-Pass: Diabase in unmittelbarer Nähe der Deckengrenze Sulzfluh-Decke/Aroser-Schuppenzone.
- Totalp: Peridotit-Serpentin in höheren Abteilungen der Aroser-Schuppenzone. Im Liegenden der Ophiolithe die Weissfluh-Cotschna-Schuppen, im Hangenden die Dorfberg- bzw. Casanna-Schuppe.
- Grünhorn: Ophiolithe in einer Quetschzone innerhalb höherer Abteilungen der Aroser-Schuppenzone.
- Schwärzi: Peridotit und Diabas zwischen Sulzfluh-Decke und Aroser-Schuppenzone.
- Zähnefluh/Stelli: Ophiolithe in Falknisflysch. J. CADISCH (1921).
- Gebiet von Arosa: Ophiolithe an der Deckengrenze Sulzfluh-Decke Aroser-Schuppenzone sowie in mehreren Abteilungen der Aroser-Schuppenzone. H. GRUNAU (1947).

Die kleine tektonisch-topographische Übersicht für das Gebiet von Mittel- und Nordwestbünden ergibt:

Falknisdecke: Diabase in primärem Eruptivkontakt im Flysch.

Sulzfluhdecke: Diabase wahrscheinlich in primärem Eruptivkontakt in Couches rouges.

Aroser-Schuppenzone: Ophiolithe in verschiedenen Abteilungen, Primärkontakt am Nebengestein in vielen Fällen sichergestellt.

Schafalägerzug: Ophiolithe als tektonische Schürflinge.

Die Übersicht klärt über die Ophiolithe als „Leitgesteine“ auf. Von tektonischen Verschuppungen und Verschleppungen abgesehen, ist heute der primäre Eruptivkontakt von Ophiolithen an Gesteinen der Falknis-Decke und der Aroser-Schuppenzone Mittel- und Nordwestbündens sichergestellt. Die These von R. STAUB (1922), wonach, wenn Primärkontakte tatsächlich vorhanden sein sollten, die kontaktmetamorphisierten Gesteine samt den Ophiolithen aus tieferen tektonischen Einheiten (Platta-Decke) stammen sollen, muss abgelehnt werden, da sowohl die Verhältnisse in der Falknis-Decke als auch diejenigen in der Aroser-Schuppenzone dagegen sprechen (Ophiolithe in stratigraphisch zusammenhängenden Sedimentserien).

Vergleiche mit dem Unterengadin ergeben: Ophiolithe liegen in mächtigen Massen sowohl über als auch unter der Tasnaserie. Was die

im Tasnaflisch liegende Bürkelkopfmasse anbelangt, so kann hier an einem Primärkontakt zwischen Ophiolithen und Flyschnebengestein kaum gezweifelt werden.

Zusammenfassend kann über die tektonische Stellung der Ophiolithe Mittel- und Nordwestbündens gesagt werden: Ophiolithe kommen in allen drei unterostalpinen Decken vor. Primäre Eruptivkontakte konnten an verschiedenen Stellen (Falknis-Decke, Aroser-Schuppenzone) beobachtet werden. Aus diesen Gründen müssen wir die Auffassung, Ophiolithe seien tektonische Leitgesteine und auf den penninischen Raum beschränkt, verneinen. Nach unserer Auffassung erfolgten die Ophiolithintrusionen und -extrusionen bis weit südlich des penninischen Ablagerungsraumes, tief in die unterostalpine Region hinein. Ophiolithe sind wohl im allgemeinen selten Leitgesteine tektonischer Einheiten. Ihre Bildung ist an grosse Orogengebiete gebunden und die Förderung in die einzelnen Bezirke erfolgt wohl eher zufällig, wobei Schichtflächen, tektonische Linien etc. dazu prädestiniert sein dürften, die Förderwege zu bilden.

ABSTRACT

Some problems concerned with the petrogenesis, alteration, age, and the tectonic position of the ophiolitic rocks (peridotites, serpentines, pyroxenites, gabbros and diabases) from the inferior east alpine nappes of the northwestern part of the canton Graubünden, eastern part of Switzerland, are reviewed in this paper.

The serpentinisation of peridotites and the formation of mesh serpentines (chrysotile) and network or latticework serpentines (antigorite) is described. The finding of peridotite detritus in shales, which are in turn interbedded with radiolarites, furnishes evidence for the age of the peridotites. As the radiolarites are older than Upper Tithon (Upper Jurassic) the peridotite intrusion occurred within the period of Middle to Upper Malm (Upper Jurassic). The intrusion is considered to be contemporary with the early phases of the Saxonian orogenesis.

Green and red diabases are described. Diabases occur as small intrusive bodies in the Couches rouges in Globorotalia facies (Paleocene) of the Falknis nappe.

Observations lead to the conclusion that all ophiolithes originate from the same ultrabasic magma. The formation of these rocks can be explained by gravitational differentiation during crystallization.

LITERATURVERZEICHNIS

- BALL, J. (1897): The serpentine and associated rocks of Davos. Diss. Univ. Zürich.
 BODMER-BEDER, A. (1898): Über Olivindiabase aus dem Plessurgebirge, Graubünden. N. Jb. f. Min. Geol. u. Palaeont., B. B. 12.
 CADISCH, J. (1921): Geologie der Weissfluhgruppe zwischen Klosters und Langwies (Graubünden). Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 49, 1.
 — (1929): Zur Geologie von Davos. Festschr. 11. d. Jahresvers. d. S. N. G. in Davos.

- CADISCH, J. (1953): *Geologie der Schweizeralpen*. Wepf & Co., Basel.
- CORNELIUS, H. P. (1935): *Geologie der Err-Julier-Gruppe*. I. Teil: *Stratigraphie und Petrographie*, excl. Quartär. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F. 70, I.
- DALY, R. A. (1914): *Igneous rocks and their origin*. New York.
- DIEHL, E. A. (1938): *Geologisch-petrographische Untersuchungen der Zone des Grand Combin im Val d'Ollomont*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 18.
- GEES, R. A. (1955): *Geologie von Klosters*. Diss. Auszug Univ. Bern.
- (1955a): *Geologie von Klosters*. Diss. Manuskript Univ. Bern.
- GRUNAU, H. (1947): *Geologie von Arosa (Graubünden)*. Mit besonderer Berücksichtigung des Radiolaritproblems. Diss. Univ. Bern.
- HÄFNER, W. (1924): *Geologie des südöstlichen Rhätikons (zwischen Klosters und St. Anthönien)*. *Beitrag Geol. Karte Schweiz*, N. F. 54, I.
- HESS, H. H. (1933): The problem of serpentinisation and the origin of certain chrysotile asbestos, talc and soapstone deposits. *Econom. Geol.* XXVIII, Nr. 7.
- LEHMANN, E. (1941): *Eruptivgesteine und Eisenerze im Mittel- und Oberdevon der Lahnmulde*. Wetzlar.
- LORENZ, TH. (1901): *Geologische Studien im Grenzgebiet zwischen helvetischer und ostalpiner Fazies*. II. Der südliche Rhätikon. *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.* XII.
- DU RIETZ, T. (1935): *Peridotites, Serpentine and soapstones of northern Sweden*. *Geol. Fören.*, Bd. 57, Stockholm.
- RINNE, F. (1940): *Gesteinskunde*. Leipzig.
- RODGERS, J. (1940): Distinction between Calcite and Dolomite on polished surface. *Am. J. of Sc.* 238.
- ROESLI, F. (1945): *Sedimentäre Zone von Samaden*. *Eclogae geol. Helv.* 38.
- ROSENBUSCH, H. (1901): *Elemente der Gesteinslehre*. Stuttgart.
- SCHAETTI, H. (1952): *Geologie des Fürstentums Liechtenstein*, I. Teil. *Geol. des östlichen Gebietes, Samina-, Malbun- und Vallorsch-Tal*. *Jb. Hist. Ver. Fürst. Liechtenstein*.
- SEIDLITZ, W. v. (1906): *Geologische Untersuchungen im östlichen Rhätikon*. *Ber. natf. Ges. Freiburg i. Br.*, XVI.
- STAUB, R. (1922): *Über die Verteilung der Serpentine in den alpinen Ophiolithen*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. II.
- (1948): *Über den Bau der Gebirge zwischen Samaden und Julierpass*. *Beitr. Geol. Karte Schweiz*, N. F. 93.
- TRÖGER, W. E. (1952): *Tabellen zur optischen Bestimmung der gesteinsbildenden Minerale*. Stuttgart.
- VUAGNAT, M. (1951): *Le rôle des roches basiques dans les alpes*. Schweiz. Min. Petr. Mitt. 31.
- WINCHELL, A. N. (1951): *Elements of optical mineralogy*. Part II and part III. New York and London.

Zur Frage der Entstehung des glimmerartigen Tons in der Trias des Monte Caslano, Kanton Tessin

Von *Franz Hofmann* (Schaffhausen)

In den basalen Schichten des Mendoladolomits (Anisien) des Monte Caslano (7 km SW Lugano) findet sich ein konkordant eingelagertes, wenig mächtiges Vorkommen eines hellen Tons, der von MAGYAR und von Moos (1947) im Zusammenhang mit einem bergmännischen Abbau durch die Georg Fischer Aktiengesellschaft, Schaffhausen, beschrieben wurde. Das Material wurde als glimmerartiger Ton identifiziert und eingehend untersucht. Es wurde von den genannten Autoren als eingeschwemmte, allochthone Bildung aufgefasst.

Anlässlich eines Ferienaufenthaltes im Sottoceneri wurde das Vorkommen durch den Verfasser im Detail untersucht. Nach den Feldaufnahmen bestätigten die Laboruntersuchungen den Verdacht des Verfassers, es könnte sich bei diesem Tonlager um eine Ablagerung bentonitischen Ursprungs, d. h. vulkanischer Entstehung handeln.

I. Lage und Geologie

Das Tonvorkommen des Monte Caslano liegt ca. 3 m über den Sandsteinen und Konglomeraten des Servino (Werfenerschichten, Scythien, unt. Trias), die mit ca. 13 m Mächtigkeit ihrerseits diskordant über dem Kristallin des Seengebirges (vorw. Glimmerschiefer) im W, resp. über Porphyrtuffen im E liegen.

Der Ton wird unterlagert von dünnplattigen, tonigen Kalken und Dolomiten mit Mergelzwischenlagen, überlagert von plattigen hellgrauen Dolomiten. Stellenweise liegt über dem Ton ein Grobsandstein.

Diese triadischen, sedimentären Schichten fallen mit 20 bis 45° gegen S ein und streichen \pm W-E. Für sämtliche Lagerungsdetails, die insbesondere aus dem seinerzeitigen Stollenbau (1945/46) bei Schivanoia

gewonnen worden waren, sei auf die Ausführungen von MAGYAR und VON MOOS (1947) verwiesen.

Anlässlich der Begehungen des Verfassers (1956) konnte der Ton an folgenden Stellen erschürft werden (topogr. Angaben: Landeskarte der Schweiz, 1 : 25 000, Bl. 1353 Lugano):

Fundstelle A: Runse S. „t“ von „Valentina“, ca. Koord. 711450/91520/380—400.

Fundstelle B: Weganschnitt ca. 280 m WSW P. 380. Koord. 711550/91530/420. Unmittelbar bei dieser Stelle findet sich am Weg das Mundloch eines alten Stollens, der jedoch im jetzigen Zustand nicht begehbar ist.

Der Stollen von Schivanoia (1945/46) ist nicht zugänglich. Auch in der Umgebung des Steinbruchs von Schivanoia gelang es nicht, den Ton zu erschürfen, da die Schuttüberlagerung zu gross ist.

Dagegen konnte der alte Stollen SSW P. 380, Koord. 711720 91480 450 begangen werden. Der Ton ist dort aber nicht aufgeschlossen, weil sämtliche abgebauten Felder (Abbauhöhe ca. 60—80 cm) mit Dolomit versetzt wurden.

Neu konnte das Tonvorkommen aber im Steinbruch SE *Stremadone*. W. P. 273 aufgefunden werden (Fundstelle C), wo die ganze Schichtserie von den liegenden Porphyrtuffen bis zu den Mendoladolomiten sehr schön aufgeschlossen ist. Der Ton ist bei Stremadone 10 bis 30 cm mächtig und etwas ausgequetscht, aber sehr rein. Diese neue Fundstelle zeigt, dass der Ton von Schivanoia bis Poncione, d. h. von W nach E durch den ganzen Monte Caslano durchzieht und damit bereits über eine Horizontalstrecke von 1,2 km nachweisbar ist.

II. Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen

MAGYAR und VON MOOS konnten auf Grund ihrer Untersuchungen zeigen, dass es sich beim Ton von Caslano um ein glimmerartiges Mineral handeln muss. Nachfolgend sind einige weitere Untersuchungen an diesem Ton dargestellt, die die Kenntnisse über das Material vertiefen sollen.

Ausgehend von den Erfahrungen, die an den ostschweizerischen und südwestdeutschen Bentoniten gewonnen werden konnten, war es möglich, die vulkanische Entstehung des Tons von Caslano nachzuweisen. Es wurde nach den gleichen Gesichtspunkten untersucht, wie die genannten Bentonite, auf welche Veröffentlichung deshalb zum Vergleich besonders hingewiesen sei (HOFMANN, 1956a).

1. Makroskopische Kennzeichnung

In den Aufschlüssen im Steinbruch von Stremadone (Fundstelle C) ist der Ton meist weiss bis gelblich und etwas ausgequetscht. Er ist dort relativ plastisch. Stellenweise erinnert er aber schon makroskopisch ausserordentlich stark an bentonitische Glastuffe, wie sie bei den ostschweizerischen Bentonitvorkommen angetroffen werden. Bei den Schürfstellen höher am Hang (Fundstellen A und B) erinnert der Ton makroskopisch ausserordentlich an die ostschweizerischen Bentonite; er ist dort grünlich und ebenfalls massig-talkartig-seifig.

2. Karbonatgehalt

Die untersuchten Proben (B und C) enthielten kein Karbonat.

3. Schlämmanalysen

a) Dispersität

Aus den Untersuchungen von MAGYAR (1947) geht hervor, dass der Ton von Caslano ebenso grobdispers ist wie die ostschweizerischen Bentonite (HOEMANN, 1956a). Diese Tatsache konnte an den neu gewonnenen Proben bestätigt werden.

b) Schlämmstoffgehalt

Tabelle I zeigt den Gehalt an Mineralkörnern $> 20 \mu$, der in gleicher Weise durch Abschlämmen bestimmt wurde, wie bei den ostschweizerischen Bentoniten.

Tabelle I. *Nach der Schlämmstoffabtrennung verbleibende Kornfraktionen $> 20 \mu$*

Fundstelle B	4,2%, davon 1,4% $> 0,2 \text{ mm}$
Fundstelle C	2,2%, davon 0,5% $> 0,2 \text{ mm}$

Auch beim Ton von Caslano sind die eigentlichen Mineralkörnchen meist kleiner als 0,1 mm, nie aber grösser als 0,2 mm, mit Ausnahme von sekundär ausgebildeten Kieselsäureaggregaten (bis 5 mm).

4. Basenaustauschvermögen und Quellfähigkeit

MAGYAR (1947) bestimmte das Basenaustauschvermögen des Tons von Caslano mit 43,5 mval/100 g (ostschweizerische Bentonite um 60 mval/100 g). Da bei den Bentoniten der ostschweizerischen Eruption ein sehr träges Basenaustauschverhalten festgestellt worden war, wurden die Tonproben von Caslano nach den gleichen Gesichtspunkten mit einer der Umtauschkapazität entsprechenden Menge Soda behandelt. Der

Caslano-Ton liess sich aber — in Übereinstimmung mit den Feststellungen von MAGYAR — auch nach wiederholtem Eindampfen und Wiederbenetzen der mit Soda behandelten Suspension nicht in einen hochquellbaren Ton überführen, ein Beweis dafür, dass er kein durch Alkalibesetzung aufweitbares montmorillonitisches Kristallgitter besitzt.

5. Ton-Wasser-System

a) Zerfall in Wasser

Der getrocknete Ton von Caslano zeigt im Wasser ein ähnliches Verhalten wie die ostschweizerischen und südwestdeutschen Bentonite. Er zerfällt unter Aufblähung und ziemlich grobdispers, jedoch wesentlich weniger intensiv und schnell.

b) Wasseraufnahme an der Luft

Bei 105° C getrocknete Proben von Caslano-Ton ergaben folgende relativ hohen Hygroskopizitätswerte (Tabelle II):

Tabelle II. *Hygroskopizität der untersuchten Tonproben, ausgedrückt durch den Wassergehalt, der nach Trocknung bei 105° C und Lagerung an der Raumluft bis zur Sättigung bestimmt wurde*

Fundstelle B	9,6%
Fundstelle C	6,8%

c) Benetzungswärme

Die Benetzungswärme der Tonproben von Caslano wurde kalorimetrisch bestimmt (nach JANERT, 1927; siehe auch HOFMANN, 1956 b). Tabelle III zeigt die erhaltenen Werte nebst einigen Werten von Vergleichstonen.

Tabelle III. *Benetzungswärme von Tonproben von Caslano und von Vergleichstonen, in cal/g*

Caslano Fundstelle B	10,8
Caslano Fundstelle C	8,7
Bentonit Bischofszell*)	18,6
Bentonit Jonentobel*)	22,0
Bentonit Heilsberg*)	15,0
Bentonit Wyoming (USA)	10,3
Bentonit Vicenza (It.)	16,3
Bentonit Milos (Griech.)	10,4
Bentonit Ponza (It.)	9,0
Illit, Fithian (Ill., USA)	4,0

*) Siehe HOFMANN, 1956 a.

Die Werte des Caslano-Tons liegen im untern Bereich derjenigen von echten Bentoniten, sind aber bemerkenswert hoch.

Die Bindefähigkeit von Tonen steht in einem bemerkenswert engen Zusammenhang mit der Benetzungswärme (HOFMANN, 1956b), welche Beziehung sich auch wieder im vorliegenden Fall deutlich zeigt (vgl. Tab. III und Tab. IV).

6. Bindefähigkeit

Die aus den Fundstellen B und C gewonnenen Proben wurden nach demselben Verfahren und unter den gleichen Bedingungen auf Bindefähigkeit geprüft wie die ostschweizerisch-südwestdeutschen Bentonite (HOFMANN, 1956a). Die Prüfwerte sind in Tabelle IV enthalten. Es sei auch auf die speziellen giessereitechnologischen Darstellungen hingewiesen, die die einwandfreie Prüfung von Bentoniten auf Bindefähigkeit betreffen (HOFMANN, 1956b).

Tabelle IV. *Bindefähigkeit der untersuchten Proben bei 5% Zusatz zu belgischem Prüfsand*

Fundstelle	Formgerechter Wassergehalt %	Druckfestigkeit feucht g/cm ²	Druckfestigkeit trocken kg/cm ²
B	1,8	500	2,6
C	1,8	440	1,55

Diese Werte liegen über jenen, die mit kaolinitischen Tonen erzielt werden, jedoch tiefer als jene der meisten normalen Bentonite (Montmorillonite). Es sei auch auf die diesbezüglichen Untersuchungen von verschiedenen Tonmineralien durch GRIM und CUTHBERT (1945/46) verwiesen. Vergleichsweise wurden mit Illiten der Typlokalitäten von Illinois (*Grundy Co.* und *Fithian*) bei doppeltem Zusatz (10%) nur Werte von 580 resp. 400 g/cm² erzielt, also erheblich tiefere Zahlen.

7. Mikroskopische Untersuchung der Mineralien des Schlammstoffrückstandes

a) Leichtmineralien und Glimmer

In allen untersuchten Präparaten wurden vorherrschend Quarz-, etwas weniger häufig nicht sehr frische Sanidinkörner festgestellt. Glimmer ist sehr selten.

b) Schweremineralien

Die Zusammensetzung der aus dem Schlammrückstand mit Bromoform abgetrennten Schwermineralfraktionen ist in Tabelle V dargestellt.

Der Schweremineralgehalt ist auffallend hoch und beträgt ca. 10% der Mineralkörner zwischen 20 und 200 μ .

Tabelle V. *Zusammensetzung der Schweremineralfraktion der untersuchten Tone*

Fundstelle	Apatit	Zirkon	Titanit	Erz	Hornblende
B	39	6	1	54	+
C	8	9	1	81	+

Apatit: \pm idiomorph, aber etwas angegriffen.

Zirkon: idiomorph und nicht zu unterscheiden von den Zirkonen der ostschweiz. Bentoniteruption.

Titanit: idiomorph.

Erz: z. T. Ilmenit, meist aber idiomorphe, sechseckige braune Körner (Leukoxen), dichttafelig. Gleiche Typen wie bei den ostschweiz. Bentoniten.

Ausbildung und Kombination der Schweremineralien entsprechen praktisch völlig den bei den Bentoniten der ostschweizerischen sauren Eruption beobachteten Verhältnissen. Beim Caslano-Ton war das Magma offenbar etwas titanreicher.

Die festgestellten Mineralien sind andererseits aber auch völlig identisch mit jenen der von WIRZ (1945) beschriebenen Tuffhorizonte am Monte San Giorgio in nächster Nachbarschaft des Monte Caslano (Ladinien).

III. Interpretation der Versuchsergebnisse

Die dargelegten Untersuchungen zeigen eine auffällige Übereinstimmung der Beschaffenheit des triadischen Tons von Caslano mit den Bentoniten der sauren Eruption in der obermiozänen Süsswassermolasse der Ostschweiz (HOFMANN, 1956a).

Insbesondere beweist die Schweremineralfraktion der im Ton enthaltenen Mineralkörner, dass der Caslano-Ton auf die gleiche Art entstanden ist wie die ostschweizerischen Bentonite: es handelt sich um eine rein vulkanische Bildung. Die Untersuchung der Leichtmineralien ihrerseits und deren Ausbildung, Grösse und Menge zeigen eine weitere, ausserordentlich hohe Übereinstimmung mit den genannten Bentoniten. Dazu bedeutet auch der grobdisperse Charakter des Tons ein wichtiges zusätzliches Identitätsmerkmal (nach vulkanischem Glas pseudomorphe Beschaffenheit).

Es ist somit absolut klar, dass das Tonvorkommen des Monte Caslano aus einer windverfrachteten vulkanischen Glasasche hervorgegangen ist.

Die tonmineralogischen Untersuchungsergebnisse bei MAGYAR und von Moos (1947) und in der vorliegenden Arbeit zeigen, dass es sich nicht um einen montmorillonitischen Ton handelt. Es kann aber mit Sicherheit angenommen werden, dass dies ursprünglich der Fall war. Die Umwandlung in einen „glimmerartigen Ton“ ist eine Alterungserscheinung. Der Caslano-Ton unterscheidet sich ausser röntgenographisch auch sonst von den Montmorilloniten:

Keine Erhöhung der Quellfähigkeit durch Alkalibehandlung.

Mittlere Hygroskopizität.

Mittlere Binefähigkeit.

Anklänge an die Eigenschaften der Montmorillonite sind aber noch deutlich vorhanden. Der Caslano-Ton steht jedenfalls montmorillonitischen Tönen noch näher als den Illiten der Typlokalitäten in Illinois.

Eigentliche Bentonite, d. h. montmorillonitische vulkanische Tone, sind erst seit der Kreidezeit erhalten. Alle ältern, auf gleiche Art entstandenen Tonvorkommen sind tonmineralogisch gealtert. Derartige Tone sind in der Literatur nur sehr spärlich beschrieben worden (GRIM, 1953). Aus diesem Grund ist der Ton von Caslano ein besonders wertvolles Studienobjekt.

Auf Grund seiner Entstehung und seiner altersbedingten tonmineralogischen Beschaffenheit ist der Caslano-Ton als Metabentonit zu bezeichnen (GRIM, 1953). Die nähere Untersuchung seines glimmerartigen Tonminerals wird Gegenstand weiterer vergleichender Untersuchungen bilden, die später publiziert werden sollen.

Geologisch gesehen handelt es sich beim Caslano-Ton um ein Anzeichen der ersten vulkanischen Eruption, die in der Tessiner Trias nachweisbar ist. Sie steht mit den von VONDERSCMITT und WIRZ (1945) nachgewiesenen ladinischen Kristall- und Glastuffhorizonten in offensichtlich enger Beziehung, wobei ganz ähnliche Eruptions- und Windverfrachtungsverhältnisse vorgelegen haben müssen, wie beim obermiozänen Molassevulkanismus der Ostschweiz.

Auf Grund der Beschaffenheit des Metabentonits des Monte Caslano und der Fazies seiner Begleitgesteine kann geschlossen werden, dass er auf einer Hochzone, wahrscheinlich während einer festländischen Periode zur Zeit der Transgression des Mendoladolomitmeeres, bestenfalls aber in stehendem, ganz seichtem Wasser abgelagert wurde. Die grobdisperse Beschaffenheit des Tons zeigt jedenfalls, dass keine Verschwemmung stattfand.

Weitere vergleichende Untersuchungen am südtesinischen Triasvulkanismus und an den vulkanischen Erscheinungen der ostschweizerischen Molasse dürften von grossem gegenseitigem Interesse sein.

Vielleicht werden künftige geologische Untersuchungen weitere Anhaltspunkte über die Verbreitung des südtesinischen Metabentonits liefern können, nachdem das Vorkommen nun bis zur Ostseite des Monte Caslano festgestellt werden konnte.

Literatur

- GRIM, R. E. and CUTHBERT, F. L. (1945): The Bonding Action of Clays. Part I: Clays in Green Molding Sands. Univ. Ill. Bull., 42/50.
- (1946): The Bonding Action of Clays. Part II: Clays in Dry Molding Sands. Univ. Ill. Bull., 43/36.
- GRIM, R. E. (1953): Clay Mineralogy (New York).
- HOFMANN, F., GEIGER, TH. und SCHWARZACHER, W. (1949): Über ein Vorkommen von Montmorillonit in der ostschweizerischen Molasse. Schweiz. min.-petr. Mitt., 29/1.
- HOFMANN, F. (1951): Zur Stratigraphie und Tektonik des st. gallisch-thurgauischen Miozäns und zur Bodenseegeologie. Ber. Tätigk. st. gall. naturw. Ges., 74.
- (1956a): Sedimentpetrographische und tonmineralogische Untersuchungen an Bentoniten der Schweiz und Südwestdeutschlands. Eclogae geol. Helv., 49, 1.
- (1956b): Beitrag zur Kenntnis und zur Untersuchung der Eigenschaften von Bentoniten. Giesserei, Techn.-Wiss. Beih., 16.
- JANERT, H. (1927): Neue Methoden zur Bestimmung der wichtigsten physikalischen Grundkonstanten des Bodens. Landw. Jahrb. 66.
- JASMUND, K. (1951): Die silicatischen Tonminerale. Monogr. zu „Angew. Chemie“ und „Chemie-Ing.-Technik“, 60 (Weinheim).
- KUHN, E. und VONDERSCHMITT, L. (1953): Geologische und paläontologische Probleme des Südtessins. Eclogae geol. Helv., 46/2.
- MAGYAR, S. und VON MOOS, A. (1947): Der glimmerartige Ton in der Trias des Monte Caslano, Kt. Tessin. Schweiz. min.-petr. Mitt., 27/1.
- DE QUERVAIN, F. (1949): Die nutzbaren Gesteine der Schweiz (Zürich).
- VONDERSCHMITT, L. (1940): Bericht über die Exkursion der Schweizerischen Geologischen Gesellschaft in den Südtessin, 30. Sept. bis 2. Okt. 1940. Eclogae geol. Helv., 33/2.
- (1953): Bericht über die Exkursion der Schweiz. Geolog. Ges., gemeinsam mit der Schweiz. Mineralog. u. Petrogr. Ges. in den Südtessin, in der Umgebung von Locarno und im oberen Valle Maggia. Schweiz. min.-petr. Mitt., 33.
- WIRZ, A. (1945): Beiträge zur Kenntnis des Ladinikums im Gebiet des Monte San Giorgio. In: PEYER, Die Triasfauna der Tessiner Kalkalpen, XV., Schweiz. Pal. Abh. 65.

Georg Fischer Aktiengesellschaft, Schaffhausen, Formstofflaboratorium.

Eingegangen: 19. September 1956.

Verbreitung des Berylliums und der Berylliumminerale in den Schweizer Alpen

Von *Theodor Hügi* (Bern)

Gemessen an der Zahl bisher in den Schweizer Alpen gefundener Berylliumminerale, gehören diese zu den selteneren. Die im Laufe der Jahre bekannt gewordenen Funde sind zuletzt in PARKER (1954) registriert und zusammenfassend beschrieben worden. Es handelt sich um folgende 8 Minerale: Bavenit, Bazzit, Bertrandit, Beryll, Chrysoberyll, Gadolinit, Milarit und Phenakit. Die in den letzten Jahren gemachten und die aus früheren Jahren nicht allgemein bekannt gewordenen Funde zeigen aber, dass Berylliumminerale doch verbreiteter sind, als dies früher gemeinhin angenommen wurde. Einige Minerale, wie Milarit und Bazzit, treten durchaus nicht in einem so engen Fundbezirk auf, wie man dies auf Grund der früheren Funde allein annehmen musste.

Ein neuer Milaritfund im Gotthardnassiv und an Gesteinen des Aarmassivs spektrographisch ermittelte Be-Werte (siehe HÜGI 1956) gaben Veranlassung, einmal zusammenfassend über die Funde, das Auftreten und die Bildung von Berylliummineralen der Schweizer Alpen zu berichten.

Funde von Berylliummineralen

Die Tabelle 1 gibt eine Übersicht der schweizerischen Funde von Berylliummineralen und über das Auftreten, soweit zuverlässige Angaben vorliegen. Leider sind diese in den vorhandenen Beschreibungen nicht immer vollständig, insbesondere für geochemische Überlegungen wären vielfach genauere Angaben über die Beziehungen zum Nebengestein sehr erwünscht. In der Tabelle 1 wurden die Berylliumminerale in der Reihenfolge ihrer Bedeutung angeführt. Berylliummineralfundstellen sind in einer Übersichtsskizze (Fig. 1) und auf Blatt 4 der Geotechnischen Karte der Schweiz 1:200 000 dargestellt (siehe NIGGLI und

Tabelle 1. *Beryllium-Mineralien in den Schweizer Alpen*

Mineral	Funde Nr. 1-39 in Fig. 1 eingetragen)	Auftreten
Beryll $2[\text{Be}_3\text{Al}_2\text{Si}_6\text{O}_{18}] \cdot \text{H}_2\text{O}$ häufig mit Cs, Rb, Li, Na, Cr, V, Sc!	Tessin: Gegend von Castaneda u. V. Calanca, 1; Osogna, 2; Claro, 3; bei Bellinzona, 4; Locarno, 5; Ponte Brolla, 5a; V. Verzasca, 6-8	in Pegmatiten
	Bergellermassiv: verschied. Funde im Anstehenden und in Moränen, 9 (nach STAUB (1924) handelt es sich um folgende Einzel-funde: Monte del Forno, Torrone Orientale, Passo Casnile, Punta Pioda, Passo Cacciabella, oberste Westgrat des Cengalo, Westgrat des Pizzo Trubinasca sowie in Blöcken der Bergellergletscher und der Bondasca)	in Pegmatiten versch. Ausbildung
	Aarmassiv: Handeck, 10 Kastelhorn, 11 Puntegliasgebiet, 12	Zentraler Aaregranit südl. Aaregranit Aplitgranit
	Gotthardmassiv: M. Prosa, 13	Granit (etwas pegmatitisch)
	Mont-Blanc-Massiv	Granit (ohne Fundortsangabe)
	Penninische Region: Frunthorn, 14; P. Scharboden, 15 und b. Faido, 16 Fianell, 17 ALTMANN (1946)	als Kluftmineral in Granitaplit an Serizitschieferlagen und Adern gebund.
Sc-Beryll (Bazzit) ¹⁾	Aarmassiv: ob. V. Strem, 18; Weitenalpkehle, 19; Wilerflühe b. Gurtellen, 20; Stollen Oberaar-KW-Grimsel, 21	als Kluftmineral im Zentralen Aaregranit, Pegmatit

¹⁾ Siehe HUTTENLOCHER, HÜGI und NOWACKI (1954) sowie BERGERHOFF und NOWACKI (1955).

Mineral	Funde (Nr. 1–39 in Fig. 1 eingetragen)	Auftreten
Milarit $2[\text{KCa}_2\text{Be}_2\text{Al}(\text{Si}_2\text{O}_5)_6] \cdot \text{H}_2\text{O}$	Aarmassiv: Giuv-, P. Ault-Gebiet, 22; Druntobel, 23; Blauberg St., 24; Rhonegl., 25 Ablaufstollen KW-Grimsel, 26 Stollen Oberaar-Wasserschloss, 27 Gotthardmassiv: V. Cristallina, 28; NW vom P. Cristallina (Gl. de Puzetta), 29	als Kluftmineral im Zentr. Aaregranit, Syenit als Kluftmineral im Grimselgranit als Kluftmineral im Cristallinagranit
Phenakit $6[\text{Be}_2\text{SiO}_4]$	Aarmassiv: b. Reckingen, 30; Muttbach, 31; Galenstock, 32; Rientallücke, 33 Gotthardmassiv: Gerental, Unterwasser, 34; M. Prosa, 35	südl. Gneise (Bergsturz) als Kluftmineral im Zentr. Aaregranit als Kluftmineral in altkrist. Gneisen? als Kluftmineral in Aplitgranit
Chrysoberyll $4[\text{BeAl}_2\text{O}_4]$	Passo Cadonighino, 36	im Dolomit
Bavenit $4[\text{Ca}_4\text{BeAl}_2\text{Si}_9\text{O}_{24}(\text{OH})_2]$	Gotthardmassiv (Einzelfunde): V. Nalps (P. del Lai blau), 37	als Kluftmineral in Streifengneis
Bertrandit $4[\text{Be}_4\text{Si}_2\text{O}_7(\text{OH})_2]$	Fibbia, 38	als Kluftmineral in Fibbiagranit
Gadolinit $2[\text{Be}_2\text{FeY}_2\text{Si}_2\text{O}_{10}]$	Felsriff in Gl. de Nalps, 39	als Kluftmineral in Streifengneis

DE QUERVAIN 1938). Am verbreitetsten ist zweifellos Beryll (inkl. Sc-Beryll = Bazzit), der an mehr als 30 Lokalitäten nachgewiesen wurde. Nachher folgen Milarit mit 17 und Phenakit mit 7 Fundstellen. Die übrigen, wie Chrysoberyll, Bavenit, Bertrandit und Gadolinit, gelang es bis jetzt nur an je einer Lokalität festzustellen. Da all diese letzterwähnten Mineralien bis jetzt in den Schweizer Alpen nur in Form kleiner bis

kleinster Kriställchen auftraten, so ist damit zu rechnen, dass sie vielleicht gelegentlich auf Stufen übersehen worden sind. Da die Tabelle 1 auch neue Funde enthält, so sei dazu ergänzend folgendes bemerkt:

Beryll: Anlässlich einer Exkursion des Mineralogisch-petrogr. Institutes Bern (Juni 1943) fand Dr. H. GRUNAR²⁾ in einem Muskovit-pegmatitgang mit Turmalin südlich von Lavertezzo, im Bett der Verzasca, in der Mitte desselben einen Beryllkristall (Fund 6). Das losgelöste Bruchstück zeigt hellbläuliche Farbe, ist teils durchsichtig, teils milchig-trüb und misst 25 mm (in Richtung der c-Achse) und 10 mm im Querschnitt.

Herr Prof. Dr. E. WENK hatte die Freundlichkeit, mir die von ihm entdeckten Beryllpegmatitvorkommen in der Val Verzasca bekannt zu geben. Hinsichtlich Grösse und Ausbildung übertreffen diese Berylle die vorhin erwähnten aus dem gleichen Tale. Für die Erlaubnis, die neuen Fundstellen hier zu nennen, danke ich dem Genannten bestens. Es handelt sich um folgende, bis jetzt in der Literatur nicht erwähnte Beryllfundstellen: Valle Verzasca, neuer Steinbruch am Flussbett ober-

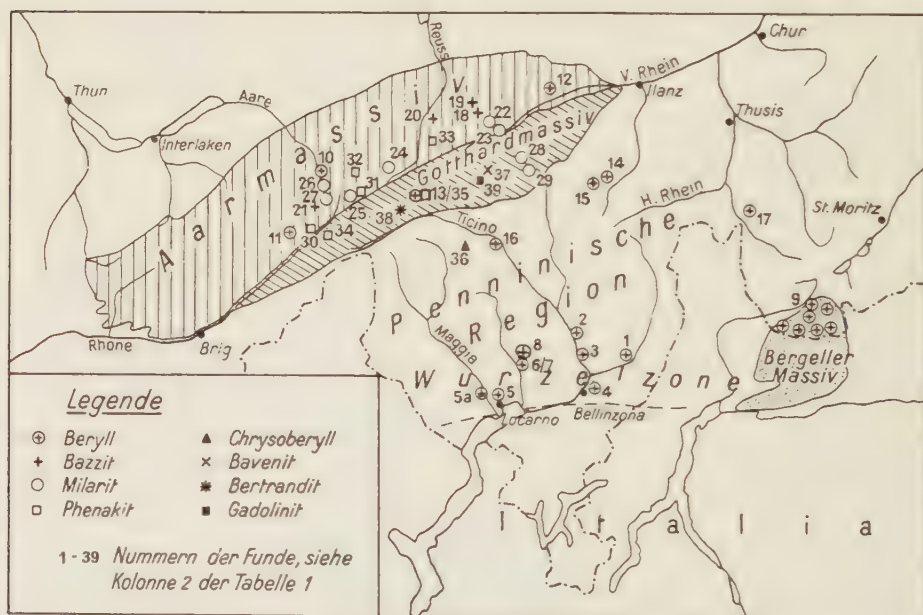


Fig. 1. Übersichtsskizze der Berylliummineralfundstellen in den Schweizer Alpen.

²⁾ Für die Überlassung der Probe und für die verschiedenen Angaben sei dem Finder der beste Dank ausgesprochen.

halb der Wasserfassung zwischen Corippo und Lavertezzo, Koord. 708.45/122.9, Pegmatit reich an klarem, flächenreichem Beryll und Turmalin. Dieses Beryllvorkommen 7 liegt im gleichen engeren Gebiet, wie der oben erwähnte Fund 6 (vgl. Fig. 1 und Tabelle 1). Val Agro, Strasse Lavertezzo-Cognora, Koord. 708.4-124.35, Pegmatit mit bis 5 cm breiten und 20 cm langem, trübem Beryll und Turmalin. Zudem soll Beryll auch in der Schlucht von Ponte Brolla vorkommen.

Im Puntegliasgebiet fand der Verf. 1949 am Ostausläufer des Piz Posta bialla, bei Koord. 714 300 182 100, Beryll in einem Aplitgranit. Die hellblauen Beryllnadeln erreichen Längen von 5—10 mm, bei einem Querschnitt von einigen mm. Die sich durchkreuzenden Nadeln treten in einem leicht pegmatitisch entwickelten, quarzreichen Nest des Aplitgranites auf. Die spektrographische Untersuchung dieses Berylls ergab neben den Hauptbestandteilen (Be, Al, Si) die Anwesenheit folgender Nebenbestandteile: Ba, Ca, Mg, Sr (=Gehalte zwischen ca. 1000—100 ppm), ferner Cr, Fe, Sc und Sn (=Gehalte kleiner bis sehr viel kleiner 100 ppm). Dieser Beryll ist Sc-arm. Grössere Sc-Gehalte zeigt dagegen der Bazzit oder Sc Beryll und zwar nach HUTTENLOCHER, HÜGI und NOWACKI (1954) für den Bazzit von V. Strem ca. 3% Sc.

Milarit: Dieses erstmals von KENNGOTT (1870) beschriebene Mineral hat seine eigene Geschichte. Der Strahler GIACHEN FIDEL CAVENG fand 1868 in der Val Giuf (heutige Schreibweise Giuv) ein bisher unbekanntes Mineral, das durch KENNGOTT den Namen Milarit erhielt, nach dem angeblichen Fundort V. Milar. Um seinen Fund den andern Strahlern geheim zu halten, gab Caveng die Val Milar (heute Val Milà genannt) als Fundort an (vgl. MAISSEN 1955). Milarit galt dann lange Zeit als ein wasserhaltiges K-Ca-Al-Silikat, gemäss einer seinerzeit ausgeführten Analyse (siehe TREADWELL, 1892). Im Rahmen einer grösseren Untersuchung an Be-Mineralien prüfte GEDNEY auch Milaritmaterial vom Val Giuv spektrographisch und fand dabei Be. Die von GONYER anschliessend durchgeführte chemische Analyse (vgl. Tabelle 2) führte zur Aufstellung der neuen Milaritformel, nämlich: $K_2Ca_4(Be_4Al_2Si_{24})O_{60} \cdot H_2O$, die erstmals in einer Arbeit von PALACHE (1931) mitgeteilt wurde. Lange Zeit galt Milarit als ein seltenes und nur im Giuv-Gebiet vorkommendes Mineral. Erst in den letzten Jahren ist Milarit auch an andern Stellen des Aarmassivs und neuerdings auch im Gotthardmassiv gefunden worden (PARKER 1954).

Wie HUTTENLOCHER (1952) bereits mitteilte, kam im Ablaufstollen der Zentrale Grimsel der Kraftwerke Oberhasli AG. durchsichtiger, glasglänzender Milarit zum Vorschein. Hexagonales Basispinakoid (0001)

und Bipyramide ($10\bar{1}1$) sind gut entwickelt, während man in der gerieften Prismenzone die Prismen ($10\bar{1}0$) und ($11\bar{2}0$) erkennt. Milarit sitzt dem zersetzten, kavernösen Grimselgranit auf. Dieser bildet das Nebengestein einer grösseren Kristallkluft, die 4 m in der Länge misst, eine Aufweitung von 15 cm zeigt und von weniger gut entwickelten, kleineren Klüften begleitet wird. Die vorherrschenden Mineralien dieser Kluft sind Bergkristall, Adular, Chlorit und etwas Apatit. Der bisher wohl grösste, je gefundene Milarit stammt aus dem Stollen Oberaar-Wasserschloss, westlich des Grimselpasses, und wurde durch Herrn Ing. KLAINGUTI sichergestellt. Dieser zur Hauptsache von Chlorit überzogene Milarit weist als Formen das hexagonale Prisma und das Basispinakoid auf, wobei die Prismenlänge 39 mm, der Querschnitt 14 mm betragen (vgl. Fig. 2, Taf. I.).

Bisher galt Milarit als alpinotypes Mineral, doch wurde nach HEIDE (1953) Milarit auch ausserhalb der Alpen, und zwar im Granit von Henneberg bei Wurzach (Thüringen) gefunden. Begleitmineralien sind Bavenit, Bertrandit sowie Beryll. Leider ging das von VOGEL gesammelte Belegmaterial bei der Zerstörung des Mineralogischen Institutes 1945 endgültig verloren, und seither sind in dem Hennebergergranit nur noch erneute Funde von Bavenit und Bertrandit gemacht worden.

Erwähnt sei in diesem Zusammenhang noch, dass die Strukturbestimmungen durch BELOV und TARKHOVA (1949) und ITO et al. (1952) sowie PASHEVA und TARKHOVA (1953) an Milaritmaterial aus dem Giuvgebiet vorgenommen worden sind.

Der neueste Milaritfund ist im Herbst 1954 durch Herrn O. LUCEK, Meiringen, im Gebiet des P. Cristallina, also wiederum im Gotthardmassiv, gemacht worden. Nach den vom Finder erhaltenen Angaben, die hier bestens verdankt seien, handelt es sich um eine Kluft in einem Felsriff auf ca. 2800 m Höhe des Gl. de Puzetta. Dieser Gletscher gehört zum P. Cristallina-Massiv und befindet sich nordwestlich von P. 3109 m, P. Placidus a Spescha genannt. An der besagten Stelle wurde vorgängig des Milaritfundes Quarz (chloritbestäubt) und Adular ausgebeutet. Das Nebengestein zu dieser Kristallkluft bildet der Cristallinagranit. Das uns von der letzten Ausbeutung 1954 übergebene Material wurde geprüft, und es konnte dabei insbesondere auf Grund morphologischer und spektrographischer Daten Milarit nachgewiesen werden. Das anfänglich zur Verfügung stehende Material reichte bei weitem nicht aus für eine chemische Bestimmung, doch liessen sich K, Ca, Be, Al und Si eindeutig als Hauptbestandteile im Spektrogramm nachweisen, welches im übrigen mit einer Vergleichsaufnahme von Milarit aus dem V. Giuv

übereinstimmte. Bei dem neuen Fund handelt es sich um kleine, meist ganz mit Chlorit bestäubte Milaritsäulchen. Diese sitzen Quarzkristallbruchstücken auf. An den Milaritkriställchen sind hexagonales Prisma und Basispinakoid ausgebildet. Insgesamt fand Herr LUCEK 6 Quarzkristallscherben mit aufgewachsenem Milarit. Die vom Mineralogisch-petrographischen Institut Bern erworbene Stufe (siehe Fig. 3) ist mit etwa 50 kleinen und kleinsten Milaritkriställchen besetzt. Die grössten Individuen messen 2—3 mm in der Prismenachse und 0,5 mm im Querschnitt. Die meisten Milarite sind jedoch erheblich kleiner und morphologisch schlecht ausgebildet. Im Rahmen der Kluftmineralparagenese stellt Milarit die jüngste Bildung dar, ist also später als Quarz ausgeschieden worden. Tabelle 2 enthält die bisher an Berylliumminerale ausgeführten Analysen.

Tabelle 2. *Berylliummineral-Analysen*

	Beryll			Milarit	
	1 (55) ³⁾	2 (56)	3 (54)	4 (52)	5 (53)
SiO ₂	64,99	65,25	63,64	71,66	70,81
Al ₂ O ₃	17,17	18,41	19,19	4,68	4,34
Fe ₂ O ₃	0,97	2,03	5,00	—	1,53
MgO	0,31	0,00	1,16	—	0,00
CaO	0,16	0,00	Sp.	11,70	11,42
BeO	12,89	13,03	(Be ₂ O ₃ 9,94)	5,24	4,25
Na ₂ O	1,08	0,38	—	0,46	1,17
K ₂ O	0,29	0,32	—	4,91	5,34
MnO	—	0,00	—	—	—
TiO ₂	—	0,00	—	—	0,00
H ₂ O ⁺	1,62	0,60	1,07	1,02	1,20
H ₂ O ⁻	0,00	—	—	0,05	0,00
	99,48	100,02	100,00	99,72	100,06
Spez. Gew.	—	—	—	—	2,551
Analytiker	J. JAKOB	J. Jakob	L. DUPARC	F. A. GONYER	J. JAKOB

Legende

- 1 Beryll, Cresciano, Tessin, JAKOB (1938)
- 2 Beryll, Bondasca, Bergell, STAUB (1924)
- 3 Beryll, Mont-Blanc-Massiv, DUPARC-MRAZEC (1892)
- 4 Milarit, Giuvgebiet, Graubünden, PALACHE (1931)
- 5 Milarit, Piz Ault, V. Strem, Graubünden, DE QUERVAIN-FRIEDLAENDER (1942)

³⁾ Nummern in Klammern = Analysennummer in DE QUERVAIN-FRIEDLAENDER (1942).

Auftreten der Berylliummineralien

Nach Angaben der letzten Kolonne in Tabelle 1 treten Berylliummineralien in den Schweizer Alpen teils als Kluftmineralien, teils im Gesteinsverband auf.

Kluftmineralien stellen zweifellos junge Bildungen dar, also solche, welche während des Tertiärs im Zusammenhange mit dem Hochstau der Alpen und dem damit verbundenen Aufreißen des Gesteinsverbandes entstanden sind. Die Herkunft des Berylliums soll weiter unten diskutiert werden. Bei den im Gesteinsverband auftretenden Berylliummineralien sind Granite, Aplitgranite und Pegmatite bevorzugte Trägergesteine. Die Berylliummineralien verteilen sich auf das Bergellermassiv, die Zentralmassive (Aar-, Gotthard- und Mont-Blanc-Massiv), die penninische Region (Deckengebiete des Nord-Tessin, des Bündnerlandes) und die Wurzelzone. Hinsichtlich Alter der Gesteine müssen wir unterscheiden zwischen den granitischen Gesteinen des Bergellermassivs, die im Tertiär gebildet worden sind, und den Graniten der Zentralmassive, die im Verlaufe der herzynischen Orogenese s. l. empordrangen. Die Pegmatite der penninischen Region dürften im wesentlichen tertiäres Alter haben, insbesondere diejenigen der Wurzelzone. Nach den Beobachtungen von KÜNDIG (1926) in der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox tritt Beryll in jungen Pegmatiten auf, während die alten, prätriadischen dieses Mineral nicht führen.

Auftreten und Bildungsweise der Berylliummineralien erscheinen erst im richtigen Licht, wenn wir Be-Gehalte von Gesteinen mit in unsere Betrachtungen einbeziehen. Die Tabelle 3 enthält eine Zusammenstellung von spektrographisch bestimmten Be-Werten. Diese, an Graniten und Ganggesteinen des Aarmassivs ermittelten Daten sind den Analysentabellen über Spurenelemente in HÜGI (1956) entnommen. Dort wo die Be-Werte verschiedener Granitproben variieren, gibt die Tabelle 3 die gefundenen Minima- und Maximawerte. Die niedrigsten Be-Gehalte liegen für Aarmassivgranite um 5 ppm, sind also ähnlich wie der von MASON (1952) angegebene Durchschnittswert für die gesamte Lithosphäre von 6 ppm. Der errechnete Durchschnittswert für Aarmassivgranite beträgt 5 ppm Be (vgl. Tabelle 3) und für die Gesamtheit der bei HÜGI (1956) berücksichtigten Granite resultierte der gleiche Wert. Nach neuesten Untersuchungen an Graniten durch SANDELL (1952) ergibt sich ein Durchschnittswert von 3 ppm Be. SANDELL hat Be nicht spektrographisch, sondern fluorometrisch bestimmt und gibt darauf basierend für die obere Lithosphäre einen durchschnittlichen Be-Gehalt von 2 ppm

an. Interessanterweise zeigen der Zentrale Aaregranit und der Puntegliasgranit erhöhte Be-Gehalte. Wie aus der Tabelle 1 hervorgeht, sind in Gebieten, in denen diese Granite anstehen, tatsächlich Beryllfunde gemacht worden. Auch der Berylliumminerale-führende Grimselgranit hat einen im Vergleich zum Granitdurchschnitt erhöhten Be-Gehalt. In dem arealmässig recht unbedeutenden Mittagsfluhgranit und im kontaminierten Innertkirchnergranit, die beide auch bis 8 ppm Be enthalten können, ist bis heute kein Berylliummineral entdeckt worden. Im übrigen sei betont, dass der Innertkirchnergranit unter den verschiedenen Aarmassivgraniten eine Sonderstellung einnimmt. Er weist in petrochemischer Hinsicht recht grosse Schwankungen auf, wie dies zuletzt bei HÜGI (1956) näher ausgeführt worden ist. Der erhöhte Be-Gehalt des Mittagsfluhgranites steht mit der Regel im Einklang, wonach kieselsäurereichere Granite Be-reicher sein sollen, als die basischeren (siehe hierzu Fig. 15 in HÜGI, 1956). Der Puntegliasgranit dagegen weist bereits bei einem SiO_2 -Gehalt von 66,08% einen Be-Wert von 15 ppm auf. Dieser Befund und neuere Daten nach SANDELL (1952) dagegen zeigen, dass höhere Be-Gehalte auch in basischeren Graniten möglich sind. Hervorgehoben seien ferner die Be-Gehalte der Ganggesteine des Altkristallinkomplexes (präherzynisch), die bis 15 ppm gehen. Dieser Be-Gehalt wurde in einem Muskovitaplit mit Turmalin gefunden, der

Tabelle 3. *Berylliumgehalte einiger Gesteine des Aarmassivs*

	Be in ppm	
Granite:		
Gasterngranit	um	5
Innertkirchnergranit		5—8
Tödigranit	um	5
Zentraler Aaregranit		5—8
Mittagsfluhgranit		8
Grimselgranit		5
Puntegliasgranit		15
Aarmassivgranite (Durchschnitt)		5
Ganggesteine:		
Aplite, Pegmatite		
(wenig mineralisiert)		5
Muskovitaplit		15
Zum Vergleich:		
Granite (Durchschnitt)	3	(64 Proben aus USA, Kanada, Afrika, nach SANDELL, 1952)
Obere Lithosphäre (Durchschnitt)	2	(nach SANDELL, 1952)
Lithosphäre	6	(nach MASON, 1952)

am Weg von Fafleralp nach dem Schwarzsee (Lötschental) bei Koord. 631 300/142 500 in dünngeschiefertem Serizit-Chloritschiefer aufsetzt. Die mitgeteilten Zahlen der Tabelle 3 dürften zur Genüge zeigen, dass im Aarmassiv sowohl in präherzynischen und herzynischen Eruptivgesteinen überdurchschnittliche Be-Gehalte auftreten. Es ist daher anzunehmen, dass es in granitischen Lösungen von magmatischer oder migmatischer Abkunft während verschiedener geologischer Epochen zu einer gewissen Be-Anreicherung kam. Ähnliches darf für andere Bereiche der Schweizer Alpen angenommen werden, in denen Berylliumminerale vorkommen. Wir sind also keineswegs berechtigt, die An- bzw. Abwesenheit von Berylliumminerale mit Gesteinen eines ganz bestimmten Alters in Verbindung zu bringen. Bekanntlich gehört Be zu den typisch lithophilen Elementen. Im Verlaufe gesteinsbildender Vorgänge kann Be in das Kristallgitter von Silikaten eingebaut werden. Be vermag dabei Si zu ersetzen. Andererseits tritt aber Be zusammen mit Si auf, wie im Beryll und andern Berylliumminerale. Dabei handelt es sich meist um relativ spätmagmatische Lösungen, in denen sich Be anzureichern vermochte. Aus solchen pegmatitischen oder auch hydrothermalen Lösungen konnten sich dann Berylliumminerale abscheiden. Es sind dies die erwähnten Beryllvorkommen der Pegmatite und Granitaplite. Wie ist aber das Auftreten von Be in Gesteinen ohne sichtbare Berylliumminerale zu erklären? Hier müssen wir an den oben erwähnten Ersatz von Be-Si denken. Bei den relativ kleinen Be-Gehalten genügt bereits ein Be-Einbau in verhältnismässig kleinem Umfange. RANKAMA und SAHAMA (1950) stellen sich beispielsweise vor, dass im K-Feldspat gleichzeitig La^{+3} das K^{+1} und Be^{+2} das Si^{+4} ersetzen. Eine weitere Ersatzmöglichkeit wäre die von Be-Al. WICKMAN (1943) postulierte für Niedertemperatur-Feldspäte eine Substitution vom Typ $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8 - \text{Y}(\text{Be}, \text{Al})\text{Si}_2\text{O}_8$. Es wird aber nötig sein, vermehrt Feldspäte auf den Gehalt an Be, seltenen Erden und andern Nebenbestandteilen hin zu untersuchen, um diese Hypothese weiter zu verifizieren. Gehaltsbestimmungen an seltenen Elementen in Mineralien des alpinen Raumes kommt zudem auch eine gewisse praktische Bedeutung zu. Es würden solche Untersuchungen einen Beitrag zur Suche nach Rohstoffquellen der in der Technik immer mehr begehrten seltenen Elemente liefern.

Das Auftreten von Be in Eruptivgesteinen kann z. B. durch den teilweisen Ersatz von Si durch Be erklärt werden. Um aber über die Verteilung des Elementes Be ein klareres Bild zu erhalten, müssen nicht nur Mineralien, sondern auch möglichst viele Gesteine daraufhin untersucht werden.

Bildung der Berylliumminerale

Es ist gezeigt worden, dass die Berylliumminerale auf zwei verschiedene Arten vorkommen können: im Gesteinsverband oder als Kluft-mineral.

Granite und zugehörige Ganggesteine, die Beryll führen, bildeten sich während der herzynischen oder der alpinen Gebirgsbildungsphase. Sowohl die während der herzynischen Phase in Zentralmassiven emporgedrungenen Granite, wie auch die jungen des Bergellermassivs, mussten einen Be-Gehalt besessen haben, der mindestens stellenweise die Beryllbildung ermöglichte, wie etwa in pegmatitischen und aplitischen Gängen oder Nestern. Als alte (herzynische) Beryllbildungen gelten die des Aarmassivs, Gotthardmassivs, Mont-Blanc-Massivs. Als junge Beryllbildungen mögen diejenigen der Pegmatite des Bergells und der Tessiner Wurzelzone gelten. Die übrigen Beryllite, die in Pegmatiten penninischer Deckeneinheiten des Tessins und in Graubünden vorkommen (Osogna, Claro, V. Verzasca, V. Calanca und Fianell[?]), mögen auch als alte Bildungen angesehen werden, die u. U. während der alpinen Gebirgsbildung und der damit verbundenen, intensiven Umarbeitung der Gesteine im penninischen Raum umgelagert worden sind.

Wie sind nun aber die Be-Kluftminerale entstanden? Zweifellos in analoger Weise wie andere Kluftminerale, also durch Absatz aus niedrigtemperierten, wässrigen Lösungen. Wenn wir uns daran erinnern, dass Aarmassivgranite, selbst die an Berylliumminerale freien, mindestens rund 5 ppm Be enthalten, so kann das Nebengestein einer Kluft als Be-Quelle in Betracht gezogen werden. In den bisher bekannt gewordenen Kluftmineralparagenesen treten Berylliumminerale mengenmässig im allgemeinen stark zurück. Es handelt sich vorwiegend um Einzelkristalle oder um Gruppen kleiner Kristalle. Der prozentuale Anteil am Gesamtkluftinhalt dürfte kaum den Wert von rund 1% überschreiten. Die Berylliumminerale der alpinen Zerrklüfte liessen sich auf diese Weise als junge Bildungen deuten, wobei unter anderm aus alten, herzynischen Gesteinen das seinerzeit fixierte Be herausgelöst und zum Aufbau verwendet wurde. Andererseits wäre es denkbar, dass im Tertiär das Be in Form hydrothormaler Lösungen aus grösserer Tiefe zugeführt worden wäre. Diese alternative Frage stellt sich ja bei der Deutung von alpinen Zerrklüften immer wieder. Für den Fall einer Quarzzerrkluft in einem Aplit des Grimselgebietes gelang es nun zu zeigen, dass die aus dem Nebengestein herausgelöste SiO_2 -Menge nicht vollauf genügt, um die angetroffene Quarzkristallmenge zu erklären

(HÜGI, 1956, S. 68). Leider fehlen uns über die gemachten Beryllium-mineralfunde die nötigen präzisen Daten, um analoge Berechnungen zu machen wie im erwähnten Falle dieser Aplit-Zerrkluft. Immerhin sei folgende Überschlagsrechnung angestellt. Der auf Seite 502 aufgeführte Milaritkristall aus dem Stollen Oberaar-Wasserschloss wiegt 12 g, enthält bei einem angenommenen BeO-Gehalt, gemäss Tabelle 2, von rund 5% = 0,2 g Be. Auf eine Tonne Grimselgranit entfallen nach Tabelle 3 5 g Be. Sofern dieser gefundene Milarit der einzige oder zumindest grösste der zugehörigen Zerrkluft war, dann würde bereits die vollständige Auslaugung von rund 50 kg Grimselgranit genügt haben, um das in dem besagten Kristall enthaltene Be zu liefern. Die Grössenordnung von 50–100 kg zersetzten Gesteins für eine kleine bis mittlere Zerrkluft scheint uns nicht zu hoch gegriffen. Bei der oben erwähnten Aplit-Zerrkluft von $4 \times 2 \times 0,15$ m betrug die Masse des zersetzten Nebengesteins 10 000 kg. Die 100 kg zersetzten Grimselgranites würden bereits die doppelte Milaritmenge, d. h. rund 24 g, ergeben haben. Bisherige Spurengehaltsbestimmungen an unzersetzten und zersetzten Gesteinen einer Kristallkluft zeigen, dass die Gehalte im ausgelaugten, kavernen Gestein niedriger oder ähnlich sind wie im unveränderten Gestein. Oft gelingt es aber nicht, reines, zersetztes Nebengestein zu gewinnen, da in den feinsten Hohlräumen, also ausserhalb der Zerrkluft selbst, bereits kleinste Kluffmineralien zum Absatz gelangten. Dies kann im Nebengestein für solche Elemente leicht zu hohe Werte vortäuschen, die für Mineralien der Zerrkluft charakteristisch sind. All die gemachten Beobachtungen sprechen aber dafür, dass bei den in Aarmassivgesteinen ermittelten Be-Werten von 5 ppm und z. T. mehr, das zur Bildung der Mineralien Bazzit, Milarit, Phenakit, Bavenit, Bertrandit und Gadolinit erforderliche Be ganz aus dem Nebengestein s. l. stammt.

Die in den weiter oben erwähnten alpinen Zentralmassiven vorkommenden Berylliummineralien sind auch in andern Graniten angetroffen

Tabelle 4. *Berylliummineralien granitischer Gesteine*

Schweizer Alpen	Beryll allein oder neben Milarit, Bavenit, Bertrandit, Bazzit, dazu auch Phenakit, Gadolinit
Granit von Baveno	Beryll, Bavenit, Gadolinit, Bazzit ⁴⁾
Granit von Henneberg, b. Wurzach, i. Thüringen	Beryll, Milarit, Bavenit, Bertrandit

⁴⁾ Sofern mit Schweizer Bazzit identisch!

worden, wie dies aus der Tabelle 4 hervorgeht. Die darin enthaltenen Angaben entstammen den Arbeiten von FAGNANI (1953) und HEIDE (1953).

So gesehen bilden die im alpinen Raum gefundenen Berylliumminerale keine Besonderheit, sondern scheinen vielmehr eine Be-Paragenese granitischer Gesteine darzustellen, der eine grössere Verbreitung zukommt.

Literatur

- ALTMANN, J. (1946): Die Eisen- und Manganerze in der Trias des Ferreratales. Unveröffentlichte Diplomarbeit der Eidg. Techn. Hochschule Zürich.
- BELOV, N. V. and TARKHOVA, T. N. (1949): Crystal structure of Milarite. Doklady Acad. Sci. USSR, vol. 69, pp. 365—368, und in: Trudy Inst. Krist., Akad. Nauk, USSR, vol. 6, 1951, pp. 83—140.
- BERGERHOFF, G. und NOWACKI, W. (1955): Über die Kristallstruktur des Bazzit und ihre Beziehungen zu der des Beryll. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Bd. 35, S. 410—421.
- DUPARC, L. et MRAZEC, L. (1892): Recherches sur la protigine du Mont Blanc et sur quelques granulites filoniennes qui la traversent. Arch. Sc. phys. et nat. Troisième période, t. XXVIIe, pp. 659—677.
- FAGNANI, G. (1953): Il berillo nei minerali del granito di Baveno. Soc. Ital. Sci. Nat. Milano, vol. 92, pp. 1—9.
- HEIDE, F. (1953): Berylliumminerale vom Henneberg bei Würzburg i. Thüringen. Chemie der Erde, 16. Bd., S. 295—296.
- HÜGI, TH. (1956): Vergleichende petrologische und geochemische Untersuchungen an Graniten des Aarmassivs. Beitr. Geol. Karte der Schweiz, N. F., 94. Lfg.
- HUTTENLOCHER, H. (1952): Von Granit, Gneis und Kristallen an der Grimsel, in: Über die Grimsel, Festgabe an die Teilnehmer der Vers. der Schweiz. Naturf. Ges. in Bern 1952, S. 7—26.
- HUTTENLOCHER, H., HÜGI, TH. und NOWACKI, W. (1954): Röntgenographische und spektrographische Untersuchungen an Bazzit. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 34, S. 502—504.
- ITO, T., MORIMDO, N. and SADANAZA, R. (1952): The crystal structure of Milarite, Acta Cryst., vol. 5, pp. 209—213.
- JAKOB, J. (1938): Drei Analysen von Beryll. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 18, S. 607—609.
- KENNGOTT, A. (1870): Mittheilungen an Professor G. Leonhard [über das neue Mineral Milarit]. N. Jb. für Mineralogie, Geologie etc. Jg. 1870, S. 80—81.
- KÜNDIG, E. (1926): Beiträge zur Geologie und Petrographie der Gebirgskette zwischen Val Calanca und Misox. Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. VI, S. 1—101.
- MAISSEN, P. F. (1955): Mineralklüfte und Strahler der Surselva. Univ.-Verlag Freiburg (Schweiz).
- MASON, B. (1952): Principles of geochemistry, New York-London.
- NIGGLI, P. und DE QUERVAIN, F. (1938): Geotechnische Karte der Schweiz 1:200 000, hg. von der Geotechn. Komm. der SNG., Blatt 4+zugehöriges Erl.-Heft.

- PALACHE, CH. (1931): On the presence of Beryllium in Milarite. *Am. Min.*, vol. 16 pp. 469—470.
- PARKER, R. L. (1954): *Die Mineralfunde der Schweizer Alpen*, Wepf & Co., Basel.
- PASHEVA, Z. P. and TARKHOVA, T. N. (1953): On the crystalline structure of Milarite. *Doklady Acad. Sci. USSR*, vol. 88, pp. 807—810.
- DE QUERVAIN, F. und FRIEDLAENDER, G. I. Nachtrag zu: *Chemismus schweizerischer Gesteine*. *Beitr. Geol. Schweiz. Geotechn. Serie*, XIV.
- RANKAMA, K. and SAHAMA, TH. G. (1950): *Geochemistry*. Chicago.
- SANDELL, E. B. (1952): The Beryllium content of igneous rocks. *Geochimica et cosm. acta*, vol. 2, pp. 211—216.
- STAUB, R. (1924): Zur Kenntnis der Bergeller Berylle. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, Bd. IV, S. 364—367.
- TREADWELL, F. P. (1892): Über die Zusammensetzung des Milarites. *N. Jb. für Mineralogie, Geol. etc.* Jg. 1892, Bd. I, S. 167—168.
- WICKMAN, F. E. (1943): Some aspects of the geochemistry of igneous rocks and of differentiation by crystallization. *Geol. Föörenin. Förhandl.* Bd. 65, pp. 371—396.

Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern.



Fig. 2. Milaritkristall aus dem Stollen Oberaar-Wasserschloss der Kraftwerke
Oberhasli AG. (westlich Grimselpasshöhe)⁵⁾.

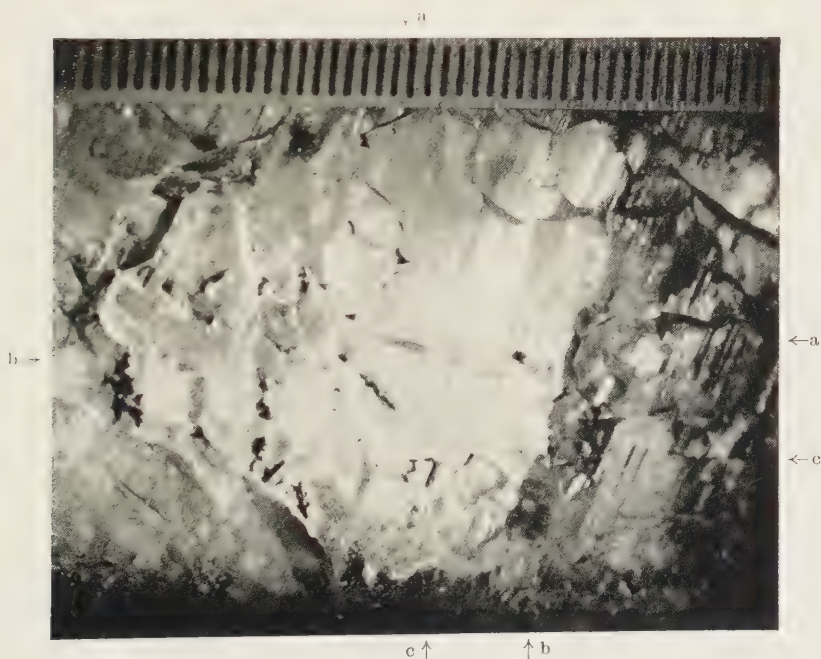


Fig. 3. Nadlig ausgebildete Milaritkristalle (dunkel, Pfeile a, b, c), die dem hellen
Bergkristaall aufgewachsen sind. Fundort: Felsriff auf 2800 m Höhe, Gl. de Puzzetta,
nordwestlich P. 3109 m des P. Cristallinamassivs (Kt. Graubünden)⁵⁾.

⁵⁾ Die photographischen Arbeiten besorgten in verdankenswerter Weise die
HH. A. SOMMER und H. BÜHLMANN.

Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen

Von *Ernst Niggli* (Bern)

Alpidisch gebildete, braune und grobblättrige grüne Biotite treten in den Schweizer Alpen zusammen mit typischen Mineralien der Mesozone in den tieferen penninischen Decken des Tessins und des Simplons sowie im zentralen Südtile des Gotthardmassives auf. Die Vorkommen liegen in einer einigermaßen zusammenhängenden und geschlossenen Region. In der Literatur findet man nun aber einige weitere Fundpunkte von alpidischem braunem Biotit erwähnt, die ausserhalb des genannten Verbreitungsgebietes liegen, und zwar oft in Gesteinen, die eine Entstehung des Glimmers während der alpidischen Orogenese als sicher gestellt anzunehmen gestatten. Dies gilt z. B. für neugebildete „Biotite“ in mesozoischen sedimentären Bildungen. Die begleitenden, ebenfalls alpidisch neugebildeten Mineralien sind in diesen Gesteinen immer solche der Epizone. TURNER (1934) und HUTTON (1938) haben nun schon vor langem darauf hingewiesen, dass der braune Ferri-Stilpnomelan sehr oft mit Biotit verwechselt worden ist und dass dieses Mineral in regional-metamorphen Epimetamorphiten Neuseelands und anderer Regionen sehr häufig vorkommt und zu den verbreiteten gesteinsbildenden Mineralien zu zählen ist. Auch in den französischen Alpen ist in den letzten Jahren Stilpnomelan recht häufig gefunden worden.

Dies alles veranlasste mich dazu, die genannten anomalen Biotitvorkommen einer erneuten Prüfung zu unterziehen. Hierbei wurde mit Erfolg die röntgenographische Bestimmungsmethode angewandt; Stilpnomelan unterscheidet sich im Röntgenpulverdiagramm und damit auch in der Kristallstruktur sehr deutlich von Biotit. Die erste Basalinterferenz liegt für Stilpnomelan bei 12 \AA , für Biotit aber bei 10 \AA . In allen untersuchten Proben wurde das fragliche Mineral zuerst durch mechanische Fraktionierung nach dem spezifischen Gewicht und dem

Magnetismus soweit als möglich angereichert. Es zeigte sich nun, dass in den bis heute von mir untersuchten Vorkommen das alpidisch gebildete, braune, biotitartige Mineral ausserhalb der eigentlichen Biotitzone der Alpen durchwegs Ferri-Stilpnomelan ist. Im nachstehenden seien die neuentdeckten Vorkommen von Stilpnomelan kurz zusammengestellt.

V. STREIFF (1939) beschrieb aus der oberpenninischen Martegnas-Serie im Oberhalbstein (Graubünden) mesozoische Biotitmarmore und alkali amphibol- und biotitführende metamorphe Radiolarite. Es handelt sich nach diesem Autor um kontaktmetamorphe Bildungen, im Zusammenhang mit der Förderung der Ophiolithe. Merkwürdig war allerdings, dass der „Biotit“ in genau gleicher Ausbildung auch in den Ophiolithen selbst vorkommt, welch letztere den Eindruck erwecken, selbst auch metamorph zu sein. Am Originalmaterial, das im Geologischen Institut der ETH in Zürich deponiert ist, wurden nun die notwendigen Untersuchungen durchgeführt, die ergaben, dass die bis 1,2 mm grossen „Biotitgarben“ im Marmor südwestlich Martegnas in Wirklichkeit aus Stilpnomelan bestehen. Es handelt sich demnach nicht um kontaktmetamorphe Bildungen, sondern um alpidisch-regionalmetamorphe Gesteine der Epizone.

Ganz ähnlichen, wohl alpidischen „Biotit“ (in einem Vorkommen auch in Paragenese mit Alkali amphibol) hat H. P. CORNELIUS (1935, S. 109–118) in manchen Gesteinen des südlichen Graubündens beschrieben. Er nannte ihn Chrysobiotit, um mit diesem neuen Namen zu betonen, dass das fragliche Mineral zwar Biotit sehr ähnlich sei, aber einen etwas abweichenden Pleochroismus besitze, der für die Richtung der schwächsten Absorption eine auffällig goldgelbe Farbe zeige. Eine vorläufige Untersuchung der hochpenninischen Riebeckitgarbenschiefer von Grevasalvas am Silsersee ergab, dass es sich auch hier um Stilpnomelan handelt. Das gleiche dürfte für die andern von CORNELIUS erwähnten Vorkommen gelten. Sehr wahrscheinlich handelt es sich ferner ebenfalls um Stilpnomelan bei dem von H. SCHUPPLI (1921) im Alsbachit der Berninadecke bei Pontresina gefundenen „Biotit“ und vielleicht auch bei den sogenannten Biotitmikrolithen, die R. STAUB (1915) aus den granitischen Gesteinen des Corvatschgebietes und deren Gangefolgschaft als Neubildungen beschrieb.

Stilpnomelan tritt nun aber nicht nur in den penninischen und ostalpinen Decken des Kantons Graubünden auf; er ist auch ein nicht unwichtiges Mineral in gewissen mesozoischen und tertiären Gesteinen des Helvetikums (inkl. Autochthon). Die Gesteine dieser Zone sind im

allgemeinen nur schwach bis kaum metamorph; Stilpnomelan ist also in den Alpen ein Mineral, das als eine der ersten Neubildungen in alpidisch-metamorphen Gesteinen auftritt. F. WEBER hat schon vor langem bei Urscheu nördlich des Piz da Dartgas am Kistenpass im oberen Teile des Kieselkalkes braunen Glimmer und „Glaukophan“ entdeckt (siehe z. B. ALB. HEIM, 1922, S. 934). In letzter Zeit gelangen W. BRÜCKNER in den nordhelvetischen Serien zahlreiche weitere Funde von braunem Glimmer. Auf Wunsch von Herrn Dr. BRÜCKNER unterzog ich das fragliche Mineral und auch den sogenannten Glaukophan einer näheren Prüfung, über welche in einer separaten Publikation berichtet werden soll (E. NIGGLI, W. BRÜCKNER und E. JÄGER, 1956). Hier sei nur festgehalten, dass es sich in allen Fällen um Stilpnomelan handelt, und dass der sogenannte Glaukophan effektiv Rhodusit (= Bababudanit) ist. Die wichtigsten Vorkommen im Helvetikum sind: im autochthonen Sedi-mentmantel im Kistenpassgebiet im Kieselkalk; im Autochthon des Windgällen-Ruchengebietes, und zwar in glaukonithaltigen Sandsteinen des Obereocaens und in Discocyclinen-Sandkalk; in Gesteinen der Kreide in der Hoh-Faulenschuppe, in kretazischen und eocaenen Bildungen der Griesstock-Decke im oberen Schächental, u. a. massenhaft im Assilinen-grünsand (Lutétien) des Griesstock-Gipfelgebietes.

R. TRÜMPY (1954) erwähnt, dass in den Quarziten der „Couches des Marmontains“ (Mittelkreide!) der Zone de Ferret und in Ophiolithen der Zone des brèches de Tarentaise im westlichen Wallis Stilpnomelan vorkomme. Diese provisorische Bestimmung erfolgte in Anlehnung an die Funde in den anschliessenden französischen Alpen und auf eine von mir geäusserte Vermutung hin. Im Jahre 1955 stellte mir Herr Prof. R. TRÜMPY eine Probe der genannten Quarzite zur eindeutigen Bestimmung des braunen Minerals zur Verfügung. Die röntgenographische Untersuchung ergab, dass mit Sicherheit brauner Stilpnomelan vorliegt.

In allen bisher von mir untersuchten Vorkommen erwies sich Stilpnomelan als eine späte, nach den Hauptdeformationen erfolgte Mineralbildung. Er kommt in Gesteinen sehr verschiedener Zusammensetzung, wie Quarziten, Kalken, Schiefern und Ophiolithen, vor. Es scheint aber, dass die folgenden chemischen Bedingungen erfüllt sein müssen: relativ kleine mg-Zahl (das heisst, dass in der fm-Gruppe Fe überwiegt) und geringer oder fehlender Tonerdeüberschuss $al - (alk + c)$.

Zum Schluss sei noch erwähnt, dass bislang Stilpnomelan in der Schweiz nur aus Erzlagerstätten bekannt war (Mont Chemin, Gonzen

und in den Manganlagerstätten des Oberhalbsteins als Mn-Stilpnomelan = Parsettensit).

Frl. Dr. E. JÄGER (Bern) danke ich für ihre wertvolle Mitarbeit bei den röntgenographischen Untersuchungen; Herrn Dr. W. BRÜCKNER und Herrn Prof. Dr. R. TRÜMPY gebührt Dank dafür, dass sie mir Gesteinsproben und Dünnschliffe für die Untersuchung überlassen haben.

Literatur

- CORNELIUS, H. P. (1935): Geologie der Err-Juliergruppe. I. Teil. Beitr. Geol. Karte Schweiz, N. F. 70/I.
- HEIM, ALB. (1922): Geologie der Schweiz, Bd. 2. Leipzig.
- HUTTON, C. O. (1938): The stilpnomelane group of minerals. Min. Mag. Vol. 25, pp. 172—206.
- NIGGLI, E., BRÜCKNER, W. und JÄGER, E. (1956): Über Vorkommen von Stilpnomelan und Alkalamphibol als metamorphe Neubildungen in nordhelvetischen Sedimenten am Ostende des Aarmassivs. *Eclogae Geol. Helv.* Bd. 49, im Druck.
- SCHUPPLI, H. (1921): Petrographische Untersuchungen im Gebiete des Piz Languard (Oberengadin). Schweiz. Min. Petr. Mitt. Bd. 1, pp. 8—102.
- STAUB, R. (1915): Petrographische Untersuchungen im westlichen Berninagebirge. *Vjschr. natf. Ges. Zürich.*
- STREIFF, V. (1939): Geologische Untersuchungen im Otschams (Graubünden). Diss. Univ. Zürich.
- TRÜMPY, R. (1954): La zone de Sion-Courmayeur dans le haut Val Ferret valaisan. *Eclogae Geol. Helv.* Bd. 47, pp. 315—360.
- TURNER, F. J. (1934): Schists from the Forbes Range and adjacent country, western Otago. *Trans. Roy. Soc. N. Z.* Vol. 64, pp. 161—174.

Mineralogisch-petrographisches Institut der Universität Bern.

Kritische Betrachtung der Bodenklassifikationen

Von *Paul Schaufelberger* (Chinchiná, Colombia)

Einleitung

Heute ist man in den Tropen allgemein zur Überzeugung gelangt, dass die Böden dieser Zone auf Grund der offiziellen Bodenklassifikationen nicht bestimmt werden können. Da man aber dringend Bodenkarten haben wollte, war jedes Land, ja manchmal jedes Institut, gezwungen, irgend eine provisorische Lösung zu suchen. Diese Vielheit von Systemen hat den großen Nachteil, dass die Bodenkarten verschiedener Herkunft kaum oder nicht miteinander verglichen werden können.

Dabei ist die Frage der Bodenklassifikation schon alt, älter als die Bodenkunde selber, da Landwirtschaft und Steuerbehörden sich bald dafür interessierten. Es kann natürlich nun nicht die Aufgabe sein, alle Vorschläge zu betrachten, sondern wir wollen uns damit begnügen, die Grundlage der verschiedenen Systeme einer kritischen Studie zu unterziehen.

GRUNDLAGEN DER BODENKLASSIFIKATION

M. GRACANIN gibt einen historischen Überblick über die Entwicklung der Bodenklassifikationen, ihrer Begründer und Vertreter. Er unterscheidet u. a. nachstehende Systeme.

1. Petrographische Bodenklassifikationen

Es ist eine bekannte Tatsache, dass sich auf gewissen Gesteinen sehr fruchtbare Böden entwickeln. So finden wir z. B. auf Kalk die ertragsreichen Rendzinas, Humuskarbonatböden, Terra rossa usw., oder auf Diabas die ebenso bekannte terra roxa. Daneben bilden sich auf demselben basischen Eruptivgestein die weniger fruchtbaren Klimaböden, wie

früher gezeigt worden ist (SCHAUFELBERGER, 1954). Ausserdem kennt man auf Basalt auch vegetationsfeindliche Magnesiasalzböden. Wenn nun ein und dasselbe Ursprungsgestein so verschiedene Böden zeigt, so wird man nicht erwarten dürfen, dass eine petrographische Karte zugleich auch als pedologische dienen kann.

2. Physikalische Methoden

Der praktische Landwirt unterscheidet schon lange schwere und leichte, kalte und warme Böden. Sie unterscheiden sich durch die Korngrösse der Bodenteilchen, auf der die zahlreichen physikalischen Bodenklassifikationen beruhen. Es gibt heute wohl kaum eine Bodenklassifikation, die diese Tatsache nicht in irgend einer Form benützt.

3. Chemische Bodenklassifikationen

Die Bodenklassifikation auf Grund der chemischen Zusammensetzung der Muttergesteine wie Silikate, Karbonate, Sulfate usw. ist im Grunde eine andere Ausdrucksweise der petrographischen Vorschläge. Auch eine systematische Beurteilung der Böden auf Grund der Pflanzennährstoffe wie Kalium, Stickstoff, Phosphor usw. hat zu keinem praktischen Ergebnis geführt. Schon aufschlussreicher sind Angaben über den Gehalt an austauschbaren Basen, weil wir so über die Umtauschkomplexe im Boden unterrichtet werden. Wir erfahren, ob milder, basenreicher, oder saurer und basenarmer Humus im Boden vorkommt. Verschiedene Autoren haben daher dieses Kriterium zur Bodenklassifikation vorgeschlagen und sind auch von verschiedenen Autoren von bodenkundlichen Lehrbüchern beachtet worden, aber doch ohne von der Bodenklassifikation berücksichtigt zu werden.

Anfänglich hat die Bodenkunde auch versucht, Pauschalanalysen von Oberböden zu deuten. So glaubte R. LANG (1922), der Gelberde-, Roterde-, Laterit- und Solverwitterung unterscheidet, Rot- und Gelberden durch das Verhältnis von Kieselsäure zu Aluminiumoxyd charakterisieren zu können. Sein Vorschlag fand aber in der Bodenkunde kaum Beachtung. Erst als HARRASSOWITZ (1930) die Idee wieder aufnahm und empfahl, die Tropenböden nach dem $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$ -Ratio zu klassieren, fand er Eingang in die Lehrbücher der Bodenkunde. Aber in den Tropen versagte diese Methode vollständig, und die Bodenkunde verzichtete nun auf Pauschalanalysen von Böden, die sich nicht deuten lassen.

Nun ist der Oberboden kein Gestein oder Mineral mit bestimmter chemischer Zusammensetzung. Nicht diese ist massgebend, sondern die Vorgänge, die sich bei der Bodenbildung abspielen. Diese aber lassen sich auf Grund einer Pauschalanalyse des Oberbodens nicht erkennen, worauf schon P. NIGGLI (1925, S. 323) hinwies:

„Genaue Pauschalanalysen zersetzter Gesteine oder Böden werden leider selten ausgeführt, noch seltener sind derartige Untersuchungen in Verbindung mit chemisch-analytischer Erforschung des Ursprungsmaterials. Und doch müssen sie die Grundlage für weitere Untersuchungen darstellen. Es ist beispielsweise kaum angängig, eine Theorie der Verwitterung aufzustellen unter fast ausschliesslicher Benützung von Untersuchungen über die Salzsäure- und Schwefelsäureauszüge fertiger Böden, wie das GANSSEN getan hat.“

Ähnliche Gedankengänge finden wir auch bei E. BLANCK und seinen Schülern, denen wir zahlreiche Bodenuntersuchungen verschiedener Zonen und Klimate verdanken. Dabei wurden die einzelnen Horizonte ganzer Bodenprofile analysiert. Andere Forscher sind gelegentlich diesen Ratschlägen gefolgt, so dass wir heute über eine grössere Anzahl von analysierten Bodenprofilen verfügen.

SCHAUFELBERGER (1950) verglich die Pauschalanalysen von Oberböden und frischem Muttergestein in Niggliwerten und definierte als Auswaschungsfaktoren die Quotienten der Niggliwerte des Oberbodens durch die entsprechenden des Muttergesteins. Damit lässt sich zeigen, dass zwischen den Regenfaktoren und den Auswaschungsfaktoren von an austauschbaren Basen reichen und armen Böden folgende Beziehungen bestehen.

Tabelle 1. *Beziehungen zwischen Regenfaktoren, Gehalt an austauschbaren Basen und Auswaschungsfaktoren*

Regenfaktor	Klima	Auswaschungsfaktoren	
		Basenarme Böden	Basenreiche Böden
unter 40	arid	+ si - c - alk	+ si - c - alk und + si - c + alk
40— 60	semiarid	+ si + c - alk	+ si + c - alk und + si - c + alk
60—100	semihumid	+ si + c + alk	+ si - c + alk
100—160	humid	+ si - c + alk	+ si - c + alk
über 160	perhumid	+ si - c - alk	+ si - c + alk
		Klimasols	Lithosols

Bei den basenarmen Böden wiederholt sich der Auswaschungsfaktor + si - c - alk im ariden und perhumiden Klima. Die Böden sind aber

nicht identisch, denn jene haben rund 1% und diese 10—20% Humus. Ebenso sind die Lithosols des ariden und semiariden Klimas humusärmer als diejenigen der feuchten Klimate.

Um den Chemismus bei der Bodenbildung bei normaler Drainage charakterisieren zu können, sind zu berücksichtigen: 1. die Auswaschungsfaktoren, 2. der Gehalt an austauschbaren Basen und 3. der Humusgehalt.

4. Morphologische Systeme

Die Morphologie spielt heute eine sehr grosse Rolle in der Bodenkunde, und man legt grossen Wert auf die Horizontbildung, Farben, Körnung, Gefüge, Konkretions- und Fleckenbildung usw. Man unterscheidet ABC-, AC-Profile und solche mit Grundwassereinfluss (G-Horizont).

Wesentlich für die Bodenbildung ist die Wasserbewegung im Boden. Diese wird durch die Lage und Form von undurchlässigen Schichten, einschliesslich der Ortssteinbildungen, im Untergrund bestimmt. Geologisch lassen sich nun leicht folgende Fälle unterscheiden:

1. *Der Grundwasserspiegel liegt tief.* Bei Regen versickert das nicht vom Boden zurückgehaltene Wasser in die Tiefe und in der regenlosen Zeit kommt die Wasserbewegung zum Stillstand. Wir bezeichnen solche mit nach unten gerichteter Wasserbewegung gekennzeichnete Böden als *endoperkolativ*.

2. *Der Grundwasserspiegel liegt hoch und die Böden sind zeitweise vernässt bis überschwemmt.* Hier sind zwei Fälle zu unterscheiden:

a) die Staunässe kann langsam abfliessen, d. h. es handelt sich um einen gestauten Grundwasserstrom. In diesem Falle ist die Drainage zwar gehemmt, aber beim Sinken des Grundwasserspiegels werden die gelösten Salze verfrachtet; die Basenwegfuhr ist frei. Solche Böden bezeichnen wir als *peri-endoperkolativ*.

b) Die undurchlässige Schicht bildet eine abflusslose Mulde, in der sich ein Grundwassersee bildet, aus dem das Wasser nur durch Verdunstung entweichen kann, so dass die gelösten Salze zurückbleiben; die Basenwegfuhr ist gehemmt. Es sind *peri-exoperkolative* Böden.

3. *Der Grundwasserspiegel liegt so nahe an der Oberfläche, dass das Wasser kapillar zum Oberboden aufsteigen kann.* Auch hier sind wiederum zwei Fälle zu unterscheiden:

a) das Wasser stammt von einem Grundwasserstrom. Wenn dann

in der Regenzeit das überschüssige Wasser versickert und die nicht von den Umtauschkomplexen adsorbierten Ionen löst, so werden diese dem Grundwasser zugeführt und weiter verfrachtet; die Basenwegfuhr ist frei und diese Böden versalzen nicht. Sie sind amphiperkolativ.

b) Das Wasser steigt von einem Grundwassersee in einer undurchlässigen Wanne auf. Die Basenwegfuhr ist gehemmt und diese Böden werden mit der Zeit versalzen, da das Wasser nur durch Verdunsten entweichen kann. Diese Böden sind exoperkolativ.

4. *Die Böden sind dauernd vernässt oder überschwemmt.* Das ist nur in undurchlässigen Wannen möglich, und hier führt die dauernde Vernässung zur Sumpfbildung. Je nach Alter und Muttergestein bilden sich basenarme saure Sümpfe, basenreiche Niedermoore oder Salzsümpfe. Es handelt sich um periperkolative Böden.

Das Bodenprofil, bzw. die Lage und Form der undurchlässigen Schicht und die Höhe des Grundwasserstandes geben Auskunft, welche Wasserbewegung in Frage kommt. MOHR hat wohl als erster gezeigt, dass die Lage des Grundwasserspiegels die Perkulationsrichtung in erster Linie bestimmt. Neuerdings beschreibt auch MUECKENHAUSEN diese verschiedenen Wasserverhältnisse in den Böden. STREMMER klassiert die Böden nach der Vegetation und unterscheidet: 1. Waldböden, 2. Mineralnassböden, 3. Steppenböden, 4. Salzböden, 5. anmoorige Böden und 6. Sumpfböden. Die endoperkolative, peri-endoperkolative, amphiperkolative, exoperkolative, peri-exoperkolative und periperkolative Wasserbewegung im Boden bestimmt die von STREMMER angeführten Vegetationen.

Es ist also das geologische Substrat, das die Wasserbewegung im Boden in erster Linie bestimmt. Die Bodenkunde dagegen erklärt die Wasserbewegung im Boden a) durch das Klima, b) durch das Oberflächenrelief. Da aber beide Hypothesen nicht immer befriedigten, so hat die Bodenkunde die Wasserbewegung im Boden als Kennzeichen der Bodenbildung zu den Akten gelegt.

5. Klimatische Bodenklassifikationen

Schon E. RAMANN (1911) weist auf die Bedeutung des Klimas auf die Bodenbildung hin: „Die Abhängigkeit der Verwitterungsvorgänge vom Klima, besonders von Temperatur und Wasser, sowie die engen Beziehungen zwischen Flora und Fauna zum Klima führen von selbst zur Überlegung, dass auch die Bodenbildung eine Funktion des Klimas

ist.“ RAMANN unterscheidet dann zwei Gruppen: „Die Böden der humiden und ariden Gebiete. Humid ist ein Gebiet, in dem die Niederschläge die Verdunstung übertreffen; arid, wenn mehr verdunstet könnte, als durch die Niederschläge zugeführt wird.“ Er macht dann darauf aufmerksam, dass nicht eine absolute Regenmenge das humide Klima bestimme, da im Polargebiet dazu schon geringe Niederschläge genügen, in Mitteleuropa 600 mm erforderlich seien und in den Tropen erst 2000 mm ausreichen. Als wesentlich für die Bodenbildung bezeichnet er Niederschlag, Temperatur und Verdunstung.

Leider ist RAMANN zwei Irrtümern zum Opfer gefallen. Er übernimmt die Auffassung von HILGARD, dass die Bodenbildung im ariden und humiden Klima prinzipiell verschieden verlaufe. HILGARD begründet dies mit folgenden Analysen, die die Runde durch die Lehrbücher der Bodenkunde gemacht haben!

Tabelle 2. *Basengehalt von Böden arider und humider Klimate*

	Böden arider Regionen	Böden humider Regionen
K ₂ O	0,67	0,21
Na ₂ O	0,35	0,14
CaO	1,43	0,13
MgO	1,27	0,29
Fe ₂ O ₃	5,48	3,88
Al ₂ O ₃	7,41	3,66

Zweifellos sind die analysierten Böden der ariden Klimate basenreicher als die der humiden Gebiete. Offenbar sind diese endoperkolativ und jene exoperkolative Wannen- oder Salzböden. Die Wasserbewegung ist in diesen Böden verschieden, aber diese ist, wie wir bereits gesehen haben, in erster Linie durch das geologische Substrat bestimmt. Aber die Bodenkunde schloss daraus, dass das Klima die Perkulationsrichtung bestimme. Dieser Irrtum hat sich bis heute in den meisten Lehrbüchern der Bodenkunde erhalten. So geben SCHEFFER und SCHACHTSCHNABEL (1952) folgenden Unterschied bei der Bodenbildung im ariden und humiden Klima an:

Aride Böden	Humide Böden
Eluvialhorizont	Illuvialhorizont
Illuvialhorizont	Eluvialhorizont
unbeeinflusster Boden	

Im humiden Klima gehorcht das Wasser der Schwerkraft und versickert in die Tiefe. Aber warum wirkt die Schwerkraft im ariden Klima nicht auf das Sickerwasser?

Den zweiten Irrtum, der sich ebenfalls in den Lehrbüchern der Bodenkunde bis heute erhalten hat, übernahm RAMANN von den Geographen, die im letzten Jahrhundert die Welt erforschten und sich auch mit der Bodenklassifikation befassten: „Laterite, Roterden, Gelberden sind Böden der Tropen und Subtropen, in denen sie ausserordentlich grosse Gebiete bedecken.“ Zu dieser Tropenbödenklassifikation sagt ein Kenner der Tropen, P. VAGELER (1930): „Es ist eine psychologisch interessante Tatsache, die man fast in jedem Reisebericht feststellen kann, dass die betreffenden Autoren mit Konstatierungen, die ihr spezielles Arbeitsgebiet betreffen, falls sie ein solches haben, die gewissenhafteste Vorsicht walten lassen und lieber zuwenig als zuviel Schlussfolgerungen ziehen. Dafür halten sie sich dann aber, man kann fast sagen in der Regel, auf den Gebieten schadlos, wo sie nicht Fachleute sind.“

R. LANG (1915), der die Tropen aus eigener Erfahrung kennt, beurteilt das Klima nach der Jahrestemperatur und dem Niederschlag. Er unterscheidet mit seinem Regenfaktor fünf Klimate und in jedem soll sich bei optimalen Bodenbildungsbedingungen ein anderer Bodentyp bilden. In Kolumbien wurden mit Hilfe des Regenfaktors folgende normal drainierte Klimasols gefunden.

Tabelle 3. *Klimasols Kolumbiens*

Regenfaktor	unter 40	40 -60	60—100	100—160	über 160
Oberboden:					
Tiefe bis cm	40	40	60	45	20
Humus %	ca. 1	ca. 2	3—5	5 -10	10—20
pH, unt. Wert	4,1	6	5,5	4,5	unter 4,5
Auswaschungs- faktor	+si -c -alk	+si +c -alk	+si +c +alk	+si -c +alk	+si -c -alk
Name	Kaktussol	Bambussol	Humussol	Waldsol	Urwaldsol

Im Gegensatz zu RAMANN, der in den Tropen spezielle Böden vermutet, nimmt LANG an, dass sich bei optimalen Bodenbildungsbedingungen bei gleichen Regenfaktoren in allen Zonen dieselben Bodentypen bilden. H. JENNY (1929) vergleicht in seiner viel zitierten Arbeit die Klimaböden Europas und Nordamerikas. Bei seinen Profilbeschreibungen sind die Regenfaktoren angegeben und die einzelnen Horizonte analysiert, so dass sich die Auswaschungsfaktoren berechnen lassen (SCHAU-FELBERGER, 1955 d).

Tabelle 4. *Auswaschungsfaktoren nordamerikanischer Böden*

Regen- faktor	Boden	si	al	fm	c	alk	Bodentyp
36	Wüstenboden	285	36	30	18	16	Lithosol
	Gestein	102	12	13.5	69.5	5	
	Q	2.8	3.0	2.22	0.26	3.20	
42	Kastanienboden	476	44	28	11.5	16.5	Lithosol
	Muttergestein	269	29	21	36	13	
	Q	1.77	1.52	1.33	0.32	1.27	
43	Kastanienboden	439	50	19.5	8.5	22	Lithosol
	Gestein	310	26.5	23.5	32	16	
	Q	1.42	1.87	0.83	0.26	1.22	
51	Tschernosem	533	46.5	22	8.5	23	Lithosol
	Gestein	342	41.5	27	16	15.5	
	Q	1.56	1.12	0.81	0.53	1.48	
69	Tschernosem	675	51.5	20.5	7.5	20.5	Humussol
	Gestein	571	50	27.5	6	16.5	
	Q	1.18	1.03	0.75	1.25	1.24	
81	Rot- und Gelberde	885	35	33	6.5	25.5	Humussol
	Gestein	389	55	29	0	16	
	Q	2.27	0.63	1.14	∞	1.59	
82	Brauner Waldboden	662	48.5	27	5.5	19	Lithosol
	Gestein	143	15	24.5	43	17.5	
	Q	1.64	3.24	1.10	0.13	1.08	
100	Waldsteppenboden	626	45.5	24.5	9	21	Humussol
	Gestein	501	45	27.5	7.5	20	
	Q	1.25	1.01	0.88	1.20	1.05	
100	Waldsteppenboden	537	45	24	9	22	Waldsol
	Gestein	496	43	29	13	15	
	Q	1.07	1.05	0.83	0.69	1.47	
115	Rot- und Gelberde	1293	63.5	30	0	6.5	Waldsol
	Gestein	604	69.5	26	0	4.5	
	Q	2.71	0.91	1.15	0	1.44	

Aus dem ariden Klima wird der graue Wüstenboden oder Sierosem genannt, der sich häufig auf Löss, also einem Ca-reichen Muttergestein bildet, worauf auch der Auswaschungsfaktor +si - c + alk hinweist. Es ist ein Lithosol, der sich auch in den Tropen in diesem Klima bildet. Aber aus dem ariden Klima kennt man aus der gemässigten Zone auch den Soloti und den degradierten Alkaliboden, aus dem die Basen wie beim Podsol ausgelaugt werden. Hier finden wir den Auswaschungs-

faktor +si - c - alk, und diese Böden sind die normal drainierten Klimaböden.

Aus dem semiariden Klima sind Kastanienböden und Tschernosem angeführt, deren Muttergestein ebenfalls häufig Löss ist. Es sind ebenfalls Lithosols. In den USA werden sie auch als Pedocals bezeichnet, und damals nahm man in den USA an, dass diese die Klimaböden der trockenen Klimate seien. Aber neben dem kastanienfarbenen Boden beschreibt GLINKA (1914) aus diesem Klima noch einen zweiten Bodentyp: seine Braunerde. Sie ist offenbar ein Bambussol.

Aus dem semihumiden Klima sind als Humussols Tschernosem, Rot- und Gelberde und ein Waldsteppenboden mit dem Auswaschungsfaktor +si ÷ c + alk angeführt und aus dem humiden, auf basenarmen Muttergesteinen ein Waldsteppenboden und eine Rot- und Gelberde mit dem Perkolat +si - c + alk der Waldsols.

Dass beim Podsol im perhumiden Klima die Kieselsäure im Oberboden angereichert und die Basen ausgewaschen werden, weiss die Bodenkunde schon lange.

Daraus ergibt sich die Tatsache, dass bei gleichen Regenfaktoren sich in der gemässigten Zone und in den Tropen dieselben Klimaböden bilden. Aber die Bodenkunde kennt sie nicht als solche und sucht sie in den Lithosolen: Sierosem, Kastanienboden und Braunerde RAMANNS und im Hydrolithosol Tschernosem, der sich bei Regenfaktoren zwischen 40 und 190 bildet!

Im ariden und perhumiden Klima finden wir bei den Klimaböden den Auswaschungsfaktor +si - c - alk. In beiden Fällen werden die Basen stark ausgewaschen, und diese Tatsache widerlegt die Behauptung der Bodenkunde, dass im humiden Klima die Basen ausgewaschen, im ariden aber im Oberboden angereichert werden.

In beiden Zonen bilden sich dieselben Bodentypen, die in der gemässigten Zone häufig braune, in den Tropen häufig gelbe und rote Unterböden zeigen (SCHAUFELBERGER, 1955 a), aber es handelt sich nicht um Laterit, Rot- oder Gelberden mit wesentlich andern Eigenschaften.

RAMANN ist also einem Irrtum zum Opfer gefallen, als er die Ansicht HILGARDS über die Bodenbildung im ariden und humiden Klima und die Klassifikation der Tropenböden durch die Geographen übernahm, die behaupten, dass diese Laterit, Rot- und Gelberde seien. LANG (1915) hat mit seinem Regenfaktor diesen Irrtum korrigiert, aber LANG wird bekämpft, und die Hypothese, dass das Klima die Wasserbewegung im

Boden bestimme und Laterit, Gelb- und Roterden die Tropenböden seien, ist in den Lehrbüchern erhalten geblieben.

Hier bestätigt sich die alte Erfahrung: „Die Gewohnheit an eine Meinung führt zu völliger Überzeugung von ihrer Richtigkeit.“ Es ist weiter interessant zu beobachten, dass Autoren den Regenfaktor als unbrauchbar ablehnen, aber ihn dann in einer Modifikation doch brauchen oder empfehlen. MOHR und VAN BAREN lehnen ihn ab, aber empfehlen als Klimafaktor den von den Regenfaktoren abgeleiteten N-S-Quotient von MEYER. Auch TROLL (in LAUER, 1952) geht gegen den Regenfaktor an und benützt dann den Ariditätsindex von DE MARTONNE, der ebenfalls eine Modifikation des ersteren darstellt. Tatsache ist weiter, dass die kolumbianischen Bauern das Tropenklima nach der Befeuchtung und der mittleren Jahrestemperatur beurteilen, also unbewusst den Regenfaktor benützen (SCHAUFELBERGER, 1955 c). „Dagegen stehen die Meteorologen der Verwendung des Regenfaktors meist ablehnend gegenüber; solange sie uns jedoch nichts Besseres als Ersatz zu bieten haben, müssen sie schon gestatten, dass wir uns selbst zu helfen versuchen“ (R. ALBERT, 1930).

Ein Irrtum wird nicht dadurch zur Wahrheit, dass er von Lehrbuch zu Lehrbuch wandert!

6. Genetische Systeme

Es ist vor allem das Verdienst der russischen Forscher, die Aufmerksamkeit auf die Vorgänge bei der Bodenbildung gelenkt zu haben. Aber hinsichtlich der Bodenbildungsfaktoren gehen die Ansichten in der Bodenkunde auseinander:

1. Klima, Organismen, Relief, Muttergestein und Zeit.
2. Geologie, Organismen, Klima, Zeit und Mensch.
3. Geologie, Klima, Organismen, Zeit und Zone.

Offenbar sind es fünf Faktoren, die eine Rolle spielen: der Einfluss der Geologie, des Klimas, der Organismen und der Zeit wird allgemein anerkannt. Da das Relief geologisch bedingt ist, brauchen wir es nicht besonders anzuführen; ebenso lässt sich der Einfluss des Menschen bei den Organismen behandeln. Es bleibt dann noch die Zone. Hier ist es interessant, festzustellen, dass die Bodenkunde zwar annimmt, dass sich in den Tropen besondere Böden bilden, aber die Zone als Bodenbildungsfaktor nicht kennt. Sie anerkennt zwar, dass im warmen Klima der

Tropen die bodenbildenden Vorgänge schneller und intensiver verlaufen. Offenbar macht sich der Einfluss der Zone eher in Profileinzelheiten geltend, wie beispielsweise in der Tiefgründigkeit der Verwitterung, also in graduellen und nicht prinzipiellen Unterschieden.

a) Das geologische Substrat

Geologie ist Dynamik und befasst sich mit den Vorgängen und Veränderungen der Erdkruste. Sie unterscheidet physikalische und chemische Verwitterung und Bodenbildung und stellt diese Vorgänge zu den Gesteinsmetamorphosen. Diese können von chemischen Veränderungen begleitet sein, die durch Materialzufuhr oder Materialwegfuhr bedingt sind, wie bei der Kontaktmetamorphose oder der hydrothermalen Gesteinsumwandlung. Dabei können sich auch neue Mineralien bilden, die für den Vorgang kennzeichnend sind. Allfällige chemische Veränderungen zeigen Vergleiche des Eduktes mit dem Produkt, wobei sich die Niggliwerte bewährt haben.

Bei der physikalischen Gesteinsauflockerung beteiligen sich an der Erdoberfläche Temperaturschwankungen und Transport des Materials durch Schwerkraft, Wasser und Wind. Durch Ablagerung bilden sich Schutthalden, Schuttkegel, fluviale und äolische Sedimente, deren Lockermassen in vielen Fällen das Muttergestein der heutigen Böden sind. Aber im bewachsenen Boden finden wir diese Vorgänge nicht, weil die Voraussetzungen dazu fehlen.

Die rein chemische Verwitterung der Gesteine finden wir beispielsweise bei der hydrothermalen Gesteinsumwandlung in der Erdkruste. Dazu gehören die Umwandlung der Feldspäte in Kaolinit, Dickit und Nakrit, je nach der Temperatur, und diejenige von Olivin basischer Eruptivgesteine in Serpentin (Jaffé, 1955).

Tabelle 6. *Chemische Verwitterung*

	si	al	fm	c	alk
a) Kaolinit (Mittel)	197	91,5	4	1	3,5
Feldspat	267	47	5	1,5	46,5
Q	0,67	1,95	0,8	0,67	0,07
b) Serpentin	55	14	82	1	3
Ophiolith	145	27,5	44	5	23,5
Q	0,38	0,51	1,98	0,20	0,13
c) Serpentin	54	14	79	5	2
Ophiolith	115	23	54,5	8,5	14
Q	0,47	0,61	1,45	0,59	0,14

Bei allen diesen Vorgängen werden Kieselsäure und die Basen, bei der Serpentinbildung auch Aluminium ausgewaschen.

Ähnliche Verhältnisse finden wir bei der Wüstenverwitterung (SCHAUFELBERGER, 1950).

Tabelle 7. *Wüstenverwitterung*

	si	al	fm	c	alk
a) Sandstein verw.	399	28	29	27	16
„ frisch	2230	3	56	14	27
Q	0,18	9,33	0,56	1,93	0,62
b) Grauwacke verw.	259	48,5	45,5	3,5	2,5
„ frisch	403	14,5	72,5	8	5
Q	0,64	3,34	0,64	0,44	0,50
c) Pegmatit verw.	222	33	28,5	24,5	14
„ frisch	474	49	10	6	35
Q	0,47	0,67	2,85	4,09	0,10

Auch hier wird Kieselsäure mit den Alkalien entfernt, teilweise allein, teilweise mit Kalzium oder Aluminium.

Betrachten wir zum Schluss noch einige Lateritbildungen, die der Literatur entnommen sind:

Tabelle 8. *Lateritbildung*

	si	al	fm	c	alk
a) Laterit	31	48	50,5	1,5	0
Gneis	247	42,5	16	21	20,5
Q	0,13	1,13	3,14	0,07	0
b) Laterit	5	66,5	33,5	0	0
Syenit	191	45	11,5	4,5	39
Q	0,03	1,47	2,91	0	0
c) Laterit	1	60,5	39,5	0	0
Dolerit	137	36	34	24,5	5,5
Q	0,07	1,68	1,16	0	0

Auch hier stellen wir die Abwanderung der Kieselsäure und der Basen fest. Laterit bildet sich offenbar meist als Tiefenlaterit, doch ist seine Bildung an der Oberfläche nicht ausgeschlossen, wie die Bildung von unbewachsenen Verwitterungskrusten zeigt.

Bei der chemischen Verwitterung finden wir folgende Auswaschungsfaktoren:

— si — c — alk	Kaolinitbildung, Lateritbildung, Wüstenverwitterung
— si — al — c — alk	Serpentinbildung
— si — al — alk	Wüstenverwitterung
— si — alk	Wüstenverwitterung

Bei der Bodenbildung sind, wie Tabelle 1 zeigt, folgende Auswaschungsfaktoren festgestellt: (+ si — c — alk), (+ si + c — alk), (+ si — c + alk) und (+ si + c + alk). Diese Verwitterung ist offenbar an die Anwesenheit von organischer Substanz (Humus) gebunden, und dabei bilden sich Tone der Kaolinit- und Montmorillonitgruppe.

Auf Grund dieser petrographischen Tatsachen ergeben sich zwischen der physikalischen und chemischen Verwitterung und der Bodenbildung folgende Unterschiede:

Verwitterung	physikalisch	chemisch	Bodenbildung
Mineralneubildung	0	Serpentin, Nakrit, Dickit Hydrargillit	Humus
Auswaschungsfaktoren	0	— si — c — alk — si — al — c — alk — si — al — alk — si — alk	+ si — c — alk + si + c — alk + si — c + alk + si + c + alk

Bei der chemischen Verwitterung und der Bodenbildung bilden sich verschiedene Produkte. Bei der ersteren wird die Kieselsäure entfernt, bei der letzteren angereichert. Diese Tatsache ist der Petrographie bekannt, und sie unterscheidet Lateritbildung und Kaolinitbildung, Hydrolyse und Kohlensäureverwitterung, chemische und biogene Verwitterung und allitische und siallitische Verwitterung. Daraus ergibt sich eindeutig, dass der Laterit ein Gestein und kein Boden ist. Das will die Bodenkunde aber nicht zugeben: „Dass aber der sogenannte primäre Laterit ein durch Diagenese gebildetes „Gestein“ sein soll, kann der Petrograph kaum zugeben. . . .“ wird von dieser Seite behauptet. Dass aber alle die zahlreichen Versuche, die allitische Lateritbildung durch siallitische Bodenbildungsvorgänge zu erklären, gescheitert sind, darüber täuschen auch die umfangreichsten Werke über Laterit nicht hinweg.

Die Erkenntnis, dass sich in den Tropenböden, je nach Drainage, Tone der Kaolinit- oder Montmorillonitgruppe bilden, hat allmählich Anerkennung gefunden, und man bezeichnet sie neuerdings als Latosol im Gegensatz zum Laterit, der in der Literatur immer noch als typischer Tropenboden angesehen wird. Da aber beide Mineralgruppen sich auch geologisch bilden können, so sind sie nicht unbedingt kennzeichnend für

die Art der biogenen Verwitterung, da ihre Anwesenheit im Boden auch durch das Muttergestein bedingt sein kann.

Als weitere Mineralneubildung im Boden sind die Eisenhydroxyde zu nennen. Auch sie sind nicht kennzeichnend, da sie Produkte der chemischen Verwitterung sind. Aber sie machen sich dadurch bemerkbar, dass sie den mineralischen Bodenanteil färben. Die Mineralogie unterscheidet:

Tabelle 9. *Eisenmineralien*

Mineral	Formel	Farbe
Limonit	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 3 \text{H}_2\text{O}$	gelb
Xanthosiderit	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2 \text{H}_2\text{O}$	
Goethit	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 1 \text{H}_2\text{O}$	
Turgit	$\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot \frac{1}{2} \text{H}_2\text{O}$	
Hämatit	Fe_2O_3	rot

Die Geologie zeigt also einmal die verschiedenen Wasserbewegungen im Boden, und die Petrographie beweist, dass die Bodenbildung siallitische oder biogene Verwitterung ist, bei der die Kieselsäure im Verwitterungsprodukt (Oberboden) angereichert wird. Ausserdem erfahren wir, dass die Eisenhydroxyde je nach Wassergehalt die Farbe wechseln und dadurch die Unterböden gelblich, gelb, braun oder rot färben.

Die Bodenkunde ihrerseits behandelt als bodenbildenden Faktor der Geologie ausführlich das Muttergestein und legt auch Wert auf das Oberflächenrelief. Damit aber kann sie die geologischen und petrographischen Vorgänge nicht erklären. Offenbar sind ihr diese, wie auch die Niggliwerte, zu kompliziert. Sie zieht es vor, die Bodenbildung als physikalische + chemische Verwitterung zu deuten. Gewiss werden beide Vorgänge oft nebeneinander auftreten, aber dabei bildet sich kein Boden.

b) Klima

Die Bodenkunde anerkennt den Einfluss auf die Bodenbildung und legt Wert auf die Regenmenge und die Jahrestemperatur, gelegentlich auch auf die Verdunstung. Den Regenfaktor lehnt sie, wie wir gesehen haben, teilweise ab, wohl unter dem Druck der Meteorologie und Klimatologie der gemässigten Zone.

c) Organismen

Wohl kennt die Bodenkunde Waldböden, zeitweise nasse Savannenböden, Steppenböden, Salzböden, anmoorige Böden und Sümpfe. Aber die Vorstellung der Geographen und Klimatologen, die die Steppe als

Vegetation des trockenen, die Savanne als solche des wechselfeuchten und den Wald als diejenigen des immerfeuchten Klimas deuten, ist noch weit verbreitet. Trotz der Tatsache, dass sich der immergrüne Laubwald des immerfeuchten Tropenklimas bei Regenmengen zwischen 125 und 250 cm und Trockenzeiten von 0 bis 5 Monaten bildet, wird immer und immer wieder behauptet, dass sich unter solchen Bedingungen eine Savanne bilde! Auch übersieht man die Tatsache, dass im sehr ariden Klima in der Wüste Oasen und Sümpfe vorkommen!

d) Zeit

JENNY (1926) und PALLMANN (1934) haben wohl als erste auf die Sukzessionsserien bei der Bodenbildung hingewiesen und gezeigt, wie das Gestein sich allmählich zu einem Boden verwandelt. Neuerdings haben auch MOHR und VAN BAREN eine solche Sukzessionsserie auf vulkanischer Asche aus Indonesien beschrieben. Die genannten Autoren unterscheiden folgende Glieder der Sukzessionsserie:

JENNY (1941)	PALLMANN (1934)	MOHR u. VAN BAREN (1954)
solum crudum	Rohböden	Initiales Stadium: Frischer Aschenboden
solum semicrudum	schwach entwickelter Boden	Juveniles Stadium: Tarapan
solum immaturum	mässig entwickelter Boden	Viriles Stadium: Braunerde
solum semimaturum	reife Böden	Seniles Stadium: Roterde
solum maturum	degradierte Böden	Finales Stadium: Laterit

Alle Autoren unterscheiden fünf Entwicklungsgrade, aber es dürfte heute nicht leicht sein, einen reifen Boden genau zu definieren. MOHR und VAN BAREN erwähnen die Farbänderung im Laufe der Zeit, wobei allerdings das Endprodukt Laterit etwas problematisch sein dürfte, ob schon in der Bodenkunde derselbe nicht selten als Endprodukt der tropischen Bodenbildung bezeichnet wird. Auch in Kolumbien (SCHAU-FELBERGER, 1951, 1955 a) finden wir rote und gelbe Böden in allen Klimaten und auf allen Muttergesteinen. Die graue, gelbliche, gelbe, braune und rote Farbe des Unterbodens dürfte daher das sichtbare Merkmal der relativen Bodenentwicklung sein, sofern die Farbe nicht schon im Muttergestein auftritt.

Über die Einwirkung der genannten Faktoren auf die Bodenbildung schreibt GLINKA (1914): „Wenn wir die Verwitterungsprozesse theoretisch betrachten, so können wir von der chemischen Arbeit des Wassers und anderer Faktoren einzeln sprechen, wenn wir aber von den theoretischen Betrachtungen zu der Natur selbst übergehen, so müssen wir unter den

Verwitterungsprozessen die Gesamtheit einer Reihe von Kräften verstehen. Es sind komplizierte physikalisch-chemische Vorgänge, die in jeder oberflächlichen Gesteinsart unter dem Einfluss der atmosphärischen Faktoren einerseits und der Menge der die Erdoberfläche bewohnenden Organismen und der Produkte ihrer Lebenstätigkeit und Verwesung andererseits stattfinden.“

Um den Boden auf Grund seiner Genetik beurteilen zu können, wäre es notwendig, die Sukzessionsserien genau zu kennen, um jeden Boden in diese einreihen zu können. Aber auch dann wäre dies nur möglich unter der Annahme, dass die einzelnen Bodenbildungsfaktoren unverändert wirken, was aber kaum den Tatsachen entsprechen dürfte.

7. Dynamische Bodenklassifikationen

Während die Genetik uns Aufschluss gibt, wie ein Boden entstanden ist, stellt die Systematik die Fragen: 1. Was hat sich im Boden gebildet? 2. Was ist diesem zugeführt oder aus diesem entfernt worden? Darüber kann das Bodenprofil Auskunft geben. PALLMANN (1947, 1949) schlägt vor, den Boden auf Grund von profileigenen Kennzeichen zu klassieren, und nach diesen unterscheidet er folgende Kategorien:

1. *Bodenklassen*: Sie sind durch die Perkolationsrichtung bestimmt (exo-, amphi-, endo- und periperkolative Böden).

2. *Bodenordnungen*: Die Bodenklassen werden nach dem Grad der Verwitterung und dem Humusgehalt in Bodenordnungen geteilt (petrogene, minero-chemogene, organogene, organo-petrogene, organo-minerogene Böden).

3. *Bodenverbände*: Die Bodenordnungen werden nach dem Chemismus des mineralischen Bodengerüstes weiter in Bodenverbände geschieden (allitische, siallitische, terralkitische, terralkitisch-siallitische, ferrisiallitische, heterolitische Böden).

4. *Bodentypen*: Die Bodenverbände werden nach dem vorherrschenden Perkolat in Bodentypen unterteilt (Alk-, Terralk-, Sesquihum-, Sesqui-Sil-, Acid-Hum-Böden).

5. *Bodenuntertypen*: Die Bodentypen werden nach dem Entwicklungsgrad der Typenkennzeichen in Bodenuntertypen getrennt (Rohböden, schwach entwickelte Böden, mässig entwickelte Böden, reife (vollentwickelte) Böden, degradierte Böden).

6. *Bodenvarietäten*: Zur Charakterisierung der Bodenvarietäten innerhalb der Bodenuntertypen können beliebige Kennzeichen ver-

wendet werden (Faktoren der Bodenbildung, Prozesse der Bodenbildung: Eigenschaften der Böden: Horizonteigenschaften).

Vergleichen wir nun den Vorschlag PALLMANNS mit den uns bekannten Tatsachen!

1. Die Bodenklassen

Sie sind nach dem Vorschlag von PALLMANN durch die Perkulationsrichtung bestimmt. Auf Grund des geologischen Tatsachenmaterials sind sechs Wasserbewegungen im Boden zu unterscheiden. Sie bestimmen die natürlichen Vegetationen, nach denen STREMMER (1926) seine Vegetationstypen klassiert. Diese „Bodentypen“ entsprechen nun PALLMANNS Bodenklassen:

Bodenklasse	Vegetationsbodentyp
1. endoperkolativ	1. Waldböden
2. peri-endoperkolativ	2. Mineralnassböden (= Savannenböden)
3. amphiperkolativ	3. Steppenböden
4. exoperkolativ	4. Salzböden
5. peri-exoperkolativ	5. anmoorige Böden
6. periperkolativ	6. Sumpfböden

Sobald wir die Perkulationsrichtung nach den geologischen Tatsachen definieren, so bestimmen sie 6 Bodenklassen, die STREMMER auf Grund der natürlichen Vegetation bereits gefunden hat. Zwei ganz verschiedene Methoden haben zum selben Ergebnis geführt, so dass nun die durch die Wasserbewegung bestimmten Bodenklassen Tatsache sind.

2. Die Bodentypen

Nach dem Vorschlag von PALLMANN ist der Bodentyp durch die Kennzeichen der Klasse (Perkulationsrichtung), der Ordnung (Humusgehalt und Verwitterungsgrad), des Verbandes (Chemismus des mineralischen Bodengerüsts) und des Types (Perkolat) definiert. Nun haben wir bei der chemischen Bodenklassifikation gesehen, dass die endoperkolativen Waldböden sich nach dem Gehalt an austauschbaren Basen in basenreiche Lithosols und basenarme Klimasols aufteilen lassen. Diese unterscheiden sich dann weiter durch Humusgehalt und Auswaschungsfaktoren. Diese Klimabodentypen sind also bestimmt durch: 1. Perkulationsrichtung, 2. (niederen) Gehalt an austauschbaren Basen, 3. Humusgehalt und 4. Auswaschungsfaktoren.

Vergleichen wir diese Tatsachen mit dem Vorschlag PALLMANNS,

so bestimmt die Perkulationsrichtung die Klasse, der Humusgehalt, allerdings mit dem Verwitterungsgrad, die Ordnung und das Perkolat den Bodentyp. Dieses können wir durch die Auswaschungsfaktoren, die allerdings mit einer petrographischen Methode gefunden wurden, ersetzen. Im Vorschlag ist der Verband durch den Chemismus des mineralischen Bodengerüsts definiert, und als Kennzeichen werden Verwitterungsprodukte gewählt. Nun ist aber, wie wir gesehen haben, die Bodenbildung siallitisch, und die Tone gehören zur Kaolinit- oder Montmorillonitgruppe. Sie unterscheiden sich ausser dem Kristallgitter durch die Basenadsorptionskapazität. Aber an den Basenumtauschreaktionen betätigt sich auch der milde Humus. Setzen wir nun an Stelle des Kennzeichens „Chemismus des mineralischen Bodengerüsts“ allgemeiner „Chemismus der Verwitterungsprodukte“, so können wir als Kennzeichen des Verbandes den Gehalt an austauschbaren Basen gebrauchen.

Verwenden wir nun als Kennzeichen 1. Perkulationsrichtung, 2. Humusgehalt, 3. Gehalt an austauschbaren Basen und 4. die nach den Auswaschungsfaktoren definierten Perkolate, so finden wir unter den Bodentypen die Lithosols und Klimasols, also Bodengruppen, die ebenfalls in der Natur gefunden worden sind und deren Vorkommen die Bodenkunde annahm.

Die bei den endoperkolativen Böden gefundene Möglichkeit einer Unterteilung durch obige Kennzeichen lassen sich auch auf die andern Bodenklassen anwenden.

3. Die Bodenuntertypen

Diese sind im Vorschlag PALLMANNs durch den Grad der Entwicklung der Kennzeichen definiert, und aus seiner Beschreibung geht hervor, dass hier die Unterschiede der Glieder der Sukzessionsserien irgendwie zum Ausdruck gebracht werden sollen. Aber hier besteht eine Schwierigkeit: die Glieder einer Sukzessionsserie können verschiedenen Bodentypen, ja verschiedenen Bodenklassen angehören.

Aber die Mineralogie zeigt, dass die Eisenhydroxyde bei der Dehydratation die Farbe wechseln, und zwar von gelb zu rot. Hier haben wir offenbar eine Uhr, die uns die relative Zeit der Bodenentwicklung angibt. Dass die Böden auf vulkanischer Asche mit der Zeit die Farbe wechseln, bestätigen auch die Feststellungen von MOHR und VAN BAREN aus Indonesien. Hier hätten wir dann weiter das Kennzeichen des „Chemismus des mineralischen Bodengerüsts“. Es bestimmt nun nicht den Verband, sondern den Bodenuntertyp.

4. Die Bodenart

Im Vorschlag PALLMANNS finden wir als Kennzeichen der Bodenordnung den „Verwitterungsgrad“. Bei kompakten Muttergesteinen findet eine Auflockerung statt, die wir durch den Dispersitätsgrad oder die Körnung bestimmen können. Zur Klassifikation bestehen zahlreiche Vorschläge, die alle gebraucht werden können. Wir begnügen uns daher mit den allgemeinen Bezeichnungen steinig, sandig, lehmig und tonig.

5. Die Bodenvarietät

Hier können beliebige Kennzeichen verwendet werden. Wir finden sie bei den Lokalböden der meisten Klassifikationen wie auch bei den „soil types“ der Nordamerikaner. Zu dieser Kategorie gehören die Tausende von beschriebenen und irgendwie definierten Böden. Sie sind es, die durch die Systematik zu Gruppen höherer Einheiten zusammengefasst werden sollen. Die Aufgabe ist klar, aber welche Merkmale sollen dazu benützt werden?

Mit diesem Problem hat sich auch die Mineralogie auseinanderzusetzen und P. NIGGLI (1949) schreibt dazu:

„Um das Individuelle und Einmalige zu eliminieren bzw. der wissenschaftlichen Erkenntnis dienstbar zu machen, muss man vereinfachen, schematisieren und idealisieren, in ihm das Allgemeine erkennen. Aber dieses Vorgehen darf nicht willkürlich sein. Es rechtfertigt sich stets nur durch den Erfolg, durch das Mass der gewonnenen Einsicht in neue Zusammenhänge. Die Folgerungen müssen einer Nachprüfung standhalten, und es dürfen keine unlöslichen Widersprüche mit bereits bekannten Tatsachen entstehen. — In diesem Sinne jedoch tritt der Naturforscher nicht als blosser Dokumentensammler und photographierender Zeuge gegenüber, sondern als Auswählender und Wertender. Er hat gemäss der Fassungskraft des Geistes ein Modell der Natur zu entwerfen, das deren für ihn wesentliche Züge enthält. Wie bei einem künstlerischen Werke ist es nicht leicht, von vornherein zu sagen, was wesentlich ist; aber eins ist sicher, es handelt sich hierbei nicht um einen selbstherrlichen Entscheid, sondern um eine Bewertung, deren Richtigkeit nur durch die Folgeerscheinungen feststellbar ist. Wesentlich muss etwas nicht für den Forscher sein, sondern für das naturwissenschaftliche Weltbild in seiner Allgemeingültigkeit.“

Während die Bodenklassifikationen bisher grossen Wert auf Farbe, Körnung, Gefüge usw. legten, stellte PALLMANN Perkulationsrichtung, Humus und Perkolat an erste Stelle. Durch ganz geringe Modifikationen gelang es nun, die Tropenböden nach der Idee dieses Vorschlages zu klassieren. Dadurch kommen wir zum modifizierten System PALLMANN (SCHAUFELBERGER, 1955 b):

1. *Bodenklassen*: Sie sind durch die Perkulationsrichtung bestimmt (endo-, peri-endo-, amphi-, exo-, peri-exo-, periperkolativ).

2. *Bodenordnungen*: Die Bodenklassen werden nach dem Humusgehalt in Bodenordnungen geteilt (humusarm, humusreich, sehr humusreich).

3. *Bodenverbände*: Die Bodenordnungen werden nach dem Gehalt an austauschbaren Basen in Bodenverbände unterteilt (basenarm, basenreich, basenüberreich).

4. *Bodentypen*: Die Bodenverbände werden nach dem Perkolat, das durch die Auswaschungsfaktoren bestimmt wurde, in Bodentypen unterteilt (+si - c - alk, +si + c - alk, +si - c + alk, +si + c + alk).

5. *Bodenuntertypen*: Die Bodentypen werden nach der Farbe des mineralischen Bodenanteils in Bodenuntertypen geteilt (grau, gelblich, gelb, braun, rot).

6. *Bodenarten*: Die Bodenuntertypen werden nach der Körnung weiter in Bodenarten unterteilt (z. B. steinig, sandig, lehmig, tonig).

7. *Bodenvarietäten*: Die Bodenarten können nach beliebigen Kennzeichen in Bodenvarietäten gegliedert werden (Konkretionen, Bleichhorizonte, Muttergestein, Ionenanteil der austauschbaren Basen usw.).

Neu sind nun die Bodentypen durch die Definition des Vorschlages PALLMANN'S, neu aber auch die geologische der sechs Perkolationsrichtungen und der petrographischen der Perkolate durch die Auswaschungsfaktoren. Ungewohnt ist weiter die Verwendung des Gehaltes an austauschbaren Basen zu systematischen Zwecken.

Dazu kommt, dass diese neuen Bodentypen naturgemäss in keiner Bodenkunde beschrieben oder in den offiziellen Bodenklassifikationen angeführt sind. Die in der Literatur bekannten Bodentypen, wie Rot-, Gelb- und Braunerden, Tschernosem, Solontschak, Solonetz usw. sind es nicht, wenn sich diese Böden natürlich auch ohne weiteres klassieren lassen. Es sind neue Bodentypen mit bestimmten Eigenschaften, die man noch nicht kennt. Die Bodenkunde lehnt sie gefühlsmässig ab und kritisiert die provisorischen Namen dieser neuen Typen!

NOMENKLATUR

In der Geologie gilt als oberstes Gesetz, dass neu beschriebene Gesteinsschichten nicht nach den offiziellen Namen der Stratigraphie benannt werden. Auf die Bodenkunde angewandt heisst das, man soll Lokalböden nicht die Namen von Bodenklassen oder Bodentypen geben. Das bleibt natürlich ein Wunsch, solange eine anerkannte Nomenklatur fehlt.

Die nordamerikanische Systematik will die Böden nach Eigenschaf-

ten des Profils bezeichnen und vermeidet Namen nach der Umwelt. Nun sind die nordamerikanischen „soil types“ die unterste Einheit, und die Regel, auf diese angewandt, hat sicherlich ihre Vorteile. Wendet man sie aber auch für höhere Einheiten an, so kommt man zum bekannten Chaos der Rot-, Gelb-, Braun-, Grau- und Schwarzerden!

MARBUT (in JOFFÉ, 1949) gibt hinsichtlich der Nomenklatur folgenden Rat: „Forget about the names of soil types, get the characteristics!“ Dieser Rat lässt sich leicht befolgen, wenn ein Boden nach dem modifizierten System PALLMANN klassiert ist, wie ein Beispiel zeigen mag.

Boden Nr. 1098

Ort: Sevilla, Meereshöhe 1490 m

Klima: Niederschlag ca. 2500 mm, Temperatur ca. 20°C; Regenfaktor ca. 125

Vegetation: Kaffee

Topographie: 10° Neigung

Muttergestein: Diabas

Bodenprofil:	Oberboden	Unterboden
Mächtigkeit cm	18	82 + x
pH	5,15	5,65
Humus %	4,37	4,21
Abschlämbbare Teilchen %	6,6	9,8
S mval	22,38	9,18
Farbe	dunkelbraun	rot

Klassifikation nach dem modifizierten System PALLMANN:

1. Klasse:	endoperkolativ
2. Ordnung:	humusreich
3. Verband:	basenreich
4. Typ:	+ si - c + alk
5. Untertyp:	rot
6. Art:	sandig
7. Varietät:	auf Diabas

Es ist also ein endoperkolativer, humusreicher, basenreicher, + si - c + alk, roter und sandiger Boden auf Diabas. Wahrlich eine etwas lange Bezeichnung für eine terra roxa!

Nun bestimmen die ersten vier Kennzeichen den Bodentyp, in diesem Fall den Quindíolosol. Geben wir nun dem Bodentyp einen neutralen Namen, um Verwechslungen mit bekannten Böden zu vermeiden, so vereinfacht sich die Bezeichnung wesentlich: roter, sandiger Quindíoboden auf Diabas. Finden wir denselben Boden auf kalkführendem Muttergestein, dann ist es ein roter, sandiger Quindíoboden auf kalkhaltigem

Muttergestein oder eine Terra rossa. Diese und die terra roxa unterscheiden sich durch das Muttergestein und evtl. die Körnung: es sind Bodenvarietäten des roten Quindíobodens und daher keine Bodentypen, wie vielfach behauptet wird.

Wir können nun jeden Lokalboden auf Grund seiner Kennzeichen klassieren und benennen, wobei es zweckmässig ist, dem durch die vier ersten Kennzeichen definierten Bodentyp einen neutralen Namen zu geben, in dem die Endung -sol andeutet, dass es sich um keinen Lokalboden, sondern um eine höhere Kategorie handelt. Der Lokalboden kann dabei seine bisherige Bezeichnung behalten. Immerhin wird die Klassifikation ergeben, dass durchaus nicht alle als terra rossa oder terra roxa bezeichneten Böden zu den Quindíosols oder den humusärmern Calisols gehören. Aber durch die Klassifikation im modifizierten System PALLMANN lassen sich die Böden der verschiedenen Klassifikationen vergleichen, und zwar auf Grund ihrer Eigenschaften und unabhängig vom zufälligen Lokalnamen.

ZUSAMMENFASSUNG

Geologie und Petrographie unterscheiden physikalische und chemische Verwitterung und Bodenbildung. Diese ist in erster Linie beeinflusst durch die Wasserbewegung im Boden und wie die geologischen Tatsachen zeigen, sind sechs Fälle zu unterscheiden. Die chemischen Veränderungen bei der Umwandlung eines Gesteins im Boden lassen sich durch die petrographische Methode und Anwendung der Niggliwerte erfassen; es sind bei der siallitischen oder biogenen Verwitterung oder Bodenbildung vier Auswaschungsfaktoren festgestellt. Weiter zeigt die Mineralogie, dass die Eisenhydroxyde bei der Dehydratation die Farbe wechseln, und zwar von gelb über braun zu rot. Ihre Menge und ihr Wassergehalt bestimmen die Farbe des mineralischen Bodenanteils.

Diese Tatsachen allein aber genügen noch nicht, um einen Boden eindeutig zu charakterisieren. Wie die Bodenkunde zeigt, sind der Humusgehalt, der Gehalt an austauschbaren Basen und die Körnung noch in Rechnung zu setzen.

Kombinieren wir nun diese Tatsachen mit dem Vorschlag von PALLMANN zu einer allgemeinen Bodenklassifikation, so erhalten wir ein natürliches System, in dem alle Böden eingereiht werden können. Wir kennen bereits die Bodenklassen als STREMMES Vegetationsbodentypen und die Tausende von beschriebenen Lokalböden, soil types etc. als Bodenvarietäten. Neu ist die Definition der Bodentypen durch die Perkolationsrichtung, den Humusgehalt, den Gehalt an austauschbaren

Basen und das Perkolat. Zu diesen gehören u. a. die Klimabodentypen LANGS. Diese neuen Bodentypen sind in der Bodenkunde noch nicht beschrieben und daher ungewohnt und werden vorerst gefühlsmässig abgelehnt.

Literaturverzeichnis

- ALBERT, R. (1930): Regenfaktor oder N-S-Quotient? *Chemie der Erde* 4.
- BLANCK, E. (1949): Einführung in die genetische Bodenlehre. Göttingen.
- GRACANIN, M. (1952): Ein Beitrag zur genetischen Bodenklassifikation. *Revisio Scientifice. Agriculturae* 13.
- GLINKA, K. (1914): Die Typen der Bodenbildung. Berlin.
- HARRASSOWITZ, H. (1930): Die Böden der Tropen, in E. BLANCK: *Handbuch der Bodenlehre* III. Berlin.
- JAFFÉ, F. C. (1955): Les ophiolites et les roches connexes de la région du Col des Gets. *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.* 35/1.
- JENNY, H. (1926): Die alpinen Böden. *Denkschriften der Schweiz. Naturf. Ges.* 63/2.
- (1929): Klima und Klimabodentypen in Europa und den Vereinigten Staaten von Nordamerika. *Bodenkundl. Forschungen* 1/3.
- (1941): *Factors of soil formation*. New York und London.
- JOFFÉ, J. S. (1949): *Pedology*. New Brunswick.
- LANG, R. (1915): Versuch einer exakten Bodenklassifikation der Böden in klimatischer und geologischer Hinsicht. *Int. Mitt. f. Bodenkunde*.
- (1922): Die Verwitterung. *Fortschritte d. Min. Kristallographie u. Petrographie* i.
- LAUER, W. (1952): Humide und aride Jahreszeiten in Afrika und Südamerika und ihre Beziehungen zu den Vegetationsgürteln. *Bonner Geogr. Abh.* Heft 9.
- MOHR, J. (1944): *Soils of equatorial regions*. Ann Arbor.
- MOHR, J. u. VAN BAREN, F. (1954): *Tropical soils*. Haag.
- MUECKENHAUSEN, E. (1954): Die Beurteilung des Faktors Wasser bei der bodenkundlichen Kartierung. *Forstarchiv* 25/12.
- NIGGLI, P. (1925): Die chemische Gesteinsverwitterung in der Schweiz. *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.* 5/2.
- (1949): *Probleme der Naturwissenschaften*. Basel.
- PALLMANN, H. (1934): Über Bodenbildung und Bodenserien in der Schweiz. *D. Ern. d. Pfl.* 30/13—14.
- (1947): *Pédologie et Phytosociologie*. C. R. Congr. Péd.
- PALLMANN, H., RICHARD, F. u. BACH, R. (1949): Über die Zusammenarbeit von Bodenkunde und Pflanzensoziologie. 10. Kongr. Zürich d. Int. Verb. forstl. Versuchsanstalten.
- RAMANN, E. (1911): *Bodenkunde*. Berlin.
- SCHAUFELBERGER, P. (1950): Wie verläuft die Gesteinsverwitterung und Bodenbildung in den Tropen, insbesondere in Kolumbien? *Schweiz. Min. u. Petr. Mitt.* 30/2.
- (1951): Die roten und gelben Böden, insbesondere der Tropen. *Z. f. Pflanzenern., Düngung u. Bodenkunde* 54/2.

- SCHAUFELBERGER, P. (1952): Die Klimabodentypen des tropischen Kolumbiens. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. in Zürich 97.
- (1954): Verwitterung und Bodenbildung auf basischen Eruptivgesteinen. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 34/2.
- (1955 a): Die Farben der Tropenböden. Z. f. Pflanzenern., Düngung u. Bodenkunde. 70/1.
- (1955 b): Zur Systematik der Tropenböden. Vierteljahresschr. d. Naturf. Ges. in Zürich 100.
- (1955 c): Vierzig Jahre Regenfaktoren. Ebenda.
- (1955 d): Algunos grandes grupos de los suelos colombianos. Boletín Informativo VI/67.
- (1955 e): Tonbildung in tropischen Böden. Schweiz. Min. u. Petr. Mitt. 35/1.
- SCHEFFER, F. u. SCHACHTSCHNABEL, P. (1952): Bodenkunde. Stuttgart.
- STREMME, H. (1926): Grundzüge der praktischen Bodenkunde. Berlin.
- VAGELER, P. (1930): Tropische Roterden. D. Ern. d. Pfl. 26/15.

Eingegangen: 3. Mai 1956.

Charakterisierung der Plagioklasoptik durch drei Winkel und Neuentwurf des Stereogramms der optischen Orientierung für konstante Anorthit-Intervalle

Von *Conrad Burri* (Zürich)

Zusammenfassung

Es wird gezeigt, wie die optische Orientierung der Plagioklasse sehr gut durch die drei Euler-Winkel, wie sie in der analytischen Geometrie zur Charakterisierung der gegenseitigen Lage zweier rechtwinkliger Koordinatensysteme gebräuchlich sind, charakterisiert werden kann. Da ihre Abhängigkeit vom Anorthitgehalt durch einfach verlaufende stetige Kurven dargestellt wird, kann die optische Orientierung für beliebige An-Gehalte interpoliert werden. Hiervon wird für den Neuentwurf des Stereogramms der optischen Orientierung der Tief- und Hochtemperaturplagioklasse für gleichmässige An-Intervalle von 10% Gebrauch gemacht. Die Kohlerschen Diagramme für die Winkel korrespondierender Hauptschwingungsrichtungen in verzwillingten Plagioklassen werden für die sauren Mischglieder ergänzt. Es werden Hinweise auf die direkte Verwendung der Euler-Winkel zur Plagioklasbestimmung gegeben.

Inhalt

A. Einleitung	540
B. Darstellung der Plagioklasoptik	544
I. Allgemeines	544
II. Die Euler-Winkel	546
III. Die Anwendung der Euler-Winkel zur Darstellung der optischen Orientierung der Plagioklasse	550
C. Grundaufgaben	552
I. Bestimmung der Euler-Winkel bei gegebener optischer Orientierung	
a) Zeichnerisches Verfahren mit Hilfe des Wulffschen Netzes . .	552
b) Rechnerisches Verfahren	552
α) Gegeben: Die Position der optischen Achsen in Kugelkoordinaten	552
Beispiel: Labrador von Kamenoi Brod	553

β) Gegeben: Die Position der Hauptschwingungsrichtungen, wie sie bei U-Tischmessungen erhalten werden	553
Beispiel: Labrador von Tamatave	554
II. Ableitung der optischen Orientierung aus gegebenen Euler-Winkeln	
a) Zeichnerisches Verfahren mit Hilfe des Wulffschen Netzes	554
b) Rechnerisches Verfahren	554
Beispiel: Interpolierte optische Orientierung für einen Hochtemperatur-Plagioklas An_{50}	555
D. Neuentwurf des Stereogramms der optischen Orientierung der Plagioklasse unter Berücksichtigung konstanter Anorthit-Intervalle	556
I. Allgemeines	556
II. Tieftemperatur-Plagioklasse	559
III. Hochtemperatur-Plagioklasse	569
IV. Kurzer Vergleich der Tief- und Hochtemperaturoptik	579
E. Anmerkungen für die Praxis der Plagioklasbestimmung	580
I. Zur Unterscheidung von Hoch- und Tieftemperaturplagioklasen an Hand der Zwillingsoptik	580
II. Direkte Verwendung der Euler-Winkel zur Plagioklasbestimmung .	586
F. Literatur	588

A. Einleitung

Die optische Orientierung der Plagioklasse, d. h. die Lagebeziehung der optischen Indikatrix zum Kristallgebäude in ihrer Abhängigkeit von der chemischen Zusammensetzung ist von grundlegender Bedeutung. Sie bildet die Unterlage der für petrographische Untersuchungen so wichtigen optischen Plagioklasbestimmungsmethoden, und zwar der sog. „klassischen“, d. h. ohne U-Tisch durchführbaren, wie auch der Universalmethoden. Zur Übersicht lassen sich diese wie folgt einteilen:

- I. Methoden, welche auf der Änderung der Form bzw. Dimension der Indikatrix in Abhängigkeit vom Chemismus beruhen:
 - a) Bestimmung der Lichtbrechung durch Vergleich mit derjenigen angrenzender, gleichzeitig auslöschender Quarzkörner oder Canadabalsam (F. BECKE).
 - b) Bestimmung der Lichtbrechung an Spaltblättchen nach P(001) oder M(010) (S. TSUBOI).

2. Methoden, welche auf der Änderung der Lage der Indikatrix in Abhängigkeit vom Chemismus beruhen:

a) Indirekte Ermittlung der Indikatrixlage.

- α) Durch Bestimmung der Auslöschungsschiefe an Schnitten, deren Orientierung sich kristallographisch oder optisch definieren lässt (A. DES CLOIZEAUX, M. SCHUSTER, A. MICHEL-LÉVY, F. FOUQUÉ, F. BECKE, G. F. BECKER u. a.).
- β) Durch Bestimmung der Auslöschungsschiefe an vermittelst des U-Tisches orientierten Schnitten (Zonenmethode von A. RITTMANN).

b) Direkte Ermittlung der Indikatrixlage.

- α) Durch konoskopische Beobachtungen an geeigneten Schnittlagen (F. BECKE).
- β) Durch direkte Einmessung der Indikatrixlage mit Hilfe des U-Tisches (E. v. FEDOROW, W. W. NIKITIN, A. USSOW, L. DUPARC, M. REINHARD).

Von allen diesen Methoden benötigt nur 1a), welche allerdings prinzipiell nur angenäherte Resultate, und diese nur für einen auf den Bereich von An_0 bis ca. An_{50} beschränktes Intervall der Gesamtvariation liefert, die Kenntnis der optischen Orientierung nicht. Für alle anderen optischen Methoden bildet sie die unumgänglich notwendige Grundlage, woraus sich die Wichtigkeit des ganzen Problemkreises ohne weiteres ergibt.

Was die abhängige Variable bei diesen Bestimmungen, d. h. den Chemismus anbetrifft, so ist man bekanntlich immer noch zu einer stark vereinfachenden Betrachtungsweise gezwungen, bei welcher die Plagioklasse als Zweistoffsystem Ab-An aufgefasst werden und von einem eventuellen Gehalt an Kalifeldspat, Carnegieit oder einem SiO_2 -Überschuss oder -Defizit abgesehen wird. Währenddem die klassischen Methoden prinzipiell nur die Ermittlung eines einzigen Konzentrationsverhältnisses, z. B. An/Ab oder $An/(An+Ab+Or)$ erlauben, wäre zwar grundsätzlich für die U-Tischmethoden wegen der dreidimensionalen Betrachtungsweise die Bestimmung von zwei Konzentrationsverhältnissen möglich, so dass z. B. neben dem Verhältnis An/Ab auch An/Or oder Ab/Or bestimmt werden könnte. Der Einfluss des Kalifeldspatmoleküls scheint jedoch in bezug auf die optische Orientierung sehr gering zu sein, und in bezug auf die anderen erwähnten Möglichkeiten, welche in nur geringem Masse auftreten, fehlen vorläufig jegliche exakten Unterlagen.

Man beschränkt sich demnach in der Praxis darauf, die optische Orientierung in Abhängigkeit vom An-Gehalt zu betrachten. Hierzu wird entweder das Verhältnis $An/(An + Ab)$, unter Vernachlässigung des Or-Gehaltes, oder $An/(An + Ab + Or)$ gewählt. Das letztgenannte Verhältnis stimmt weitgehend mit dem direkt auf Grund des analytisch ermittelten CaO-Gehalts berechneten A-Gehalt überein, wie er im folgenden in der Regel benutzt werden soll.

Zur übersichtlichen Darstellung der optischen Orientierung wird seit langem (A. MICHEL-LÉVY 1894, F. BECKE 1906, E. FEDOROW 1898, W. W. NIKITIN 1933, L. DUPARC und M. REINHARD 1923, 1924, M. REINHARD 1931 etc.) die stereographische Projektion der Lagekugel verwendet, auf welcher die Ausstichpunkte der kristallographischen und optischen Richtungen eingetragen sind. Im allgemeinen wird dabei als Projektionsebene die Ebene $\perp [001]$ (A. MICHEL-LÉVY, E. FEDOROW, F. BECKE, W. W. NIKITIN, L. DUPARC und M. REINHARD), von F. BECKE auch die Ebene (010) verwendet. Die Positionen der optischen bzw. kristallographischen Richtungen werden in Kugelkoordinaten entweder entsprechend der geographischen Länge und Breite oder auch in (φ, ρ) -Werten nach V. GOLDSCHMIDT angegeben. Im ersten Fall wird konventionell die Äquatorebene parallel (010) gelegt und der Ausstichpunkt von $c = [001]$ als Zentrum genommen. Die mit λ bezeichneten Längen werden vom Zentrum aus nach oben von 0° bis $+90^\circ$, nach unten von 0° bis -90° gezählt, die Breiten analog nach rechts als $+$, nach links als $-$, und mit φ bezeichnet. Dem Pol von (010) kommen so die Werte $\lambda = 0^\circ$, $\varphi = +90^\circ$ zu. Bei der erwähnten Variante mit (010) als Projektionsebene nach F. BECKE verläuft die c -Achse vertikal in der Zeichenebene und λ und φ werden in gleicher Weise vom Zentrum aus gezählt, wie oben angegeben. Um Verwechslungen mit den (φ, ρ) -Werten nach V. GOLDSCHMIDT vorzubeugen, wurde durch F. E. WRIGHT (1913) vorgeschlagen, (λ, φ) durch (ξ, η) zu ersetzen, wie dies auch hier geschehen soll.

Bei Verwendung der GOLDSCHMIDTSchen (φ, ρ) -Werte wird hier immer die Ebene $\perp [001]$ als Projektionsebene angenommen, und φ , ausgehend vom Pol (010) im Uhrzeigersinn, von 0° — 360° gezählt. Auf eine gewisse Inkonsequenz, welche sich daraus ergibt, dass φ damit im negativen Sinne gezählt wird, währenddem sich in der analytischen Geometrie im allgemeinen das Rechtssystem durchgesetzt hat, bei welchem die $+X$ -Achse durch eine Drehung im positiven, d. h. Gegenuhrzeigersinn in die $+Y$ - bzw. $+Z$ -Achse übergeführt wird, wurde schon früher hingewiesen (C. BURRI 1950).

Die Festlegung der optischen Orientierung der Plagioklasse verschie-

dener Zusammensetzung ist ein Problem, an welchem schon lange gearbeitet wird. Trotzdem kann es noch nicht als befriedigend gelöst betrachtet werden, besonders nicht hinsichtlich der basischen Glieder. Bekannt sind vor allem die äusserst verdienstvollen Bemühungen von F. BECKE und seiner Schule zur genauen Festlegung der optischen Achsen für Plagioklase verschiedener Zusammensetzung. Auf Grund der Achsenlagen lassen sich mit Hilfe der FRESNELSchen Konstruktion die Schwingungsrichtungen für beliebige Flächenlagen ermitteln. Dadurch werden die bekannten Auslöschungskurven erhalten, welche bis heute die Hauptgrundlage für die routinemässige Plagioklasbestimmung darstellen.

Durch verschiedene Autoren, ausser durch F. BECKE besonders durch A. USSOW (1910, E. A. WÜLFING (1921—1924), L. DUPARC und M. REINHARD (1924), M. REINHARD (1931), W. W. NIKITIN (1933) u. a. wurden nach dem jeweils neuesten Stande der Forschung die Migrationskurven der wichtigsten optischen Richtungen (optische Achsen, Hauptschwingungsrichtungen) in bezug auf das fixiert gedachte Kristallgebäude, oder umgekehrt, diejenigen der wichtigen kristallographischen Richtungen (Flächennormalen, Kanten, Kantennormalen parallel bestimmten Flächen etc.) in bezug auf die fixiert gedachte optische Indikatrix bzw. deren drei Hauptschwingungsrichtungen als Bezugssystem, in stereographischer Projektion dargestellt. Diese Stereogramme bilden die Unterlage zur Durchführung der U-Tischmethoden.

Eine Reihe von Unstimmigkeiten, welche sich beim Gebrauch dieser Stereogramme ergaben, insbesondere in bezug auf den Verlauf der Migrationskurve für (010) bei fix angenommenem optischem Bezugssystem, fanden ihre Erklärung, als A. KÖHLER (1941) zeigen konnte, dass für die Plagioklase eine Temperaturabhängigkeit der optischen Orientierung existiert, welche durch die Annahme einer sog. Hochtemperatur- bzw. Tieftemperaturoptik beschrieben werden kann. Schon vorher hatte ED. WENK (1933) darauf aufmerksam gemacht, dass sich Plagioklase aus Ergussgesteinen von Rumänien und Nord-Borneo gegensätzlich zu solchen aus Gneisen der Silvrettadecke verhielten, allerdings ohne daraus einen Schluss auf den Einfluss der Temperatur bzw. der Abkühlungsbedingungen zu ziehen. Dies tat ungefähr gleichzeitig mit A. KÖHLER jedoch W. LARSSON (1940) anlässlich seiner Studien über die jungen Eruptiva des Tronador (Patagonien), wenn auch zunächst nur für den Bereich An_{40-80} . Erhitzungsversuche, u. a. durch H. SCHOLLER (1941), erbrachten eine neue Stütze für die Temperaturabhängigkeit der optischen Orientierung, während solche früheren Datums durch T. W. F.

BARTH (1931) und C. T. BARBER (1936a) daran gescheitert waren, dass in Unkenntnis der Sachlage teilweise Hochtemperaturformen als Ausgangsmaterial benutzt wurden. Immerhin ist bemerkenswert, dass ein Tieftemperatur-Labrador von Klovsteinen, Sondeled (Norwegen), welcher durch BARTH untersucht wurde, nach dem Erhitzen eine Änderung der optischen Orientierung zeigte, welche nach Vorzeichen und Betrag durchaus den bei Ergussgesteinen konstatierten Verhältnissen entspricht. Die Frage, ob es sich bei dieser Erscheinung um zwei eigentliche Modifikationen handelt oder ob im Sinne von T. F. W. BARTH (1928, 1941) und F. LAVES (1950, 1952) die Erklärung im Sinne der Ordnung bzw. Unordnung der Si und Al bzw. für die Anorthite der Ca gesucht werden müsse, ist wohl heute eindeutig im letzteren Sinne entschieden, um so mehr als verschiedentlich zwischen den extremen Hoch- und Tieftemperaturformen liegende Orientierungen konstatiert (O. OFTEDAHL 1948; F. KARL 1954; I. D. MUIR 1955) bzw. durch Tempern erhalten wurden (H. TERTSCH 1944).

Eine neuere Zusammenfassung über den Stand unserer Kenntnisse der Plagioklasoptik in Abhängigkeit von Chemismus und Temperatur gab G. VAN DER KAADEN (1951). Die schon lange angekündete monographische Darstellung durch A. KÖHLER ist noch nicht erschienen.

B. Darstellung der Plagioklasoptik

I. Allgemeines

Prinzipiell ist zur Definition und Darstellung der optischen Orientierung der Plagioklasse eine Methode zu wählen, welche mit einem Minimum von Messungen bzw. Angaben eine vollständige Charakterisierung gestattet. Wie bekannt ist, wurde zu diesem Zwecke durch F. BECKE und E. A. WÜLFING die Angabe der Position der beiden optischen Achsen benutzt. Diese lassen sich durch je ein Paar sphärischer Koordinaten (ξ , η) angeben. Wird dazu noch der optische Charakter vermerkt, so ist die Orientierung der Indikatrix vollständig gegeben. Mit Hilfe der FRESNELSchen Konstruktion lassen sich bei bekannter Lage der optischen Achsen sofort die Schwingungsrichtungen für die beiden sich in einer beliebigen Wellennormalenrichtung fortpflanzenden Wellen, und somit die Auslöschungsschiefen für beliebige Schnittlagen in bezug auf beliebig gewählte Bezugsrichtungen erhalten. Die Festlegung der Achsenpositionen erfolgte nach der BECKESchen mikrokoskopischen Methode oder nach WÜLFING mit Hilfe des Achsenwinkel-

apparates, unter Verwendung speziell angefertigter orientierter Präparate. Dazu werden jedoch in jedem Falle Kristallindividuen einer gewissen minimalen Grösse, welche eine geeignete Präparation zulassen, benötigt. Solche sind für saure bis intermediäre Plagioklase unter den Kluftalbiten und Pegmatitfeldspäten relativ leicht zu beschaffen, während dies für die basischeren Glieder mit grösseren Schwierigkeiten verbunden ist. Dies wird in augenfälliger Weise durch die, trotz allen Bemühungen, immer noch sehr spärlichen Daten für die Plagioklase basischer als Labrador belegt. Ein weiteres Moment, welches sich hier nachteilig auswirkt, ist die grössere Tendenz zur Umwandlung bei den basischen Plagioklasen. Soll daher ein Fortschritt erzielt werden, so wird man nicht darum herumkommen, Vorkommen in Gesteinen heranzuziehen, für welche zur Festlegung der optischen Orientierung dann allerdings nur die U-Tischmethoden in Frage kommen, wie dies u. a. durch W. W. NIKITIN (1933) oder A. ENGELS (1937) gehandhabt wurde. Die chemische Analyse müsste in diesem Falle an separiertem Material vorgenommen werden. Dabei dürften in Zukunft neben den klassischen chemischen Methoden in vermehrtem Masse die spektrographischen und flammenphotometrischen eine Rolle spielen. Ein Nachteil der U-Tischmethode ist allerdings der, dass sie wohl die Positionen der Hauptschwingungsrichtungen bei sorgfältigem Arbeiten mit genügender Genauigkeit einzumessen gestattet, dass sie jedoch für diejenige der optischen Achsen niemals die Präzision der konoskopischen Verfahren ergibt. Dies ist insofern von Nachteil, als die Anwendung der FRESNELSchen Konstruktion ohne Kenntnis der Achsenpositionen nicht möglich ist, so dass derartige Untersuchungen wohl als Unterlage für die Stereogramme zur U-Tischmethode, nicht jedoch für die Verbesserung der klassischen Auslöschungskurven benützt werden können. Es wird somit in Zukunft notwendig sein, sowohl konoskopisch wie mit den U-Tischmethoden charakterisiertes Material zu verwenden, wenn man die Beziehungen zwischen chemischer Zusammensetzung und optischer Orientierung für die gesamte Variationsbreite der Plagioklase möglichst vollständig erfassen will. Dazu benötigt man jedoch eine Darstellungsmethode, welche sich für beide Fälle gleichermaßen eignet. Die Aufgabe lässt sich auf ein Problem zurückführen, welches die analytische Geometrie bzw. die Vektorrechnung schon lange gelöst hat, nämlich auf dasjenige der möglichst einfachen und zweckmässigen Charakterisierung der gegenseitigen Lage zweier rechtwinkliger, räumlicher Koordinatensysteme mit gemeinsamem Ursprung. Das eine der beiden Systeme wird in unserem Falle durch die drei Hauptschwingungsrichtungen der Indikatrix n_α , n_β , n_γ gebildet, das andere durch

drei zueinander senkrechte, zweckmässig gewählte kristallographische Richtungen. Als solche werden bei den Plagioklasen seit langem benützt:

1. $[001] = c = ZA$ des Karlsbadergesetzes.
2. die Normale auf $(010) = ZA$ des Albitgesetzes.
3. die sowohl auf 1. wie auf 2. zugleich normal stehende (irrationale) Richtung, welche der ZA des Albit-Karlsbad-Komplexgesetzes (Roc Tourné-Gesetz) entspricht, in FEDOROWScher Symbolisierung $\frac{\perp [001]}{(010)}$, d. h. die zu (010) parallele Normale auf $[001]$.

II. Die Euler-Winkel

Die analytische Geometrie des Raumes kennt verschiedene Möglichkeiten zur Charakterisierung der gegenseitigen räumlichen Lage zweier gleichartiger (d. h. entweder „rechter“ oder „linker“) rechtwinkliger Koordinatensysteme mit gemeinsamem Ursprung. Für die hier interessierenden Aufgaben eignet sich sehr gut ein schon 1748 durch LEONHARD EULER in seiner berühmten „Introductio in Analysin Infinitorum“ angegebenes Verfahren. Bezeichnet man die beiden Systeme mit XYZ bzw. X'Y'Z', so lassen sich die 9 von ihren Achsen gebildeten Winkel bzw. deren Richtungscosinus nach folgendem Schema bezeichnen:

	X	Y	Z	(1)
X'	$\cos (XX') = \lambda_1$	$\cos (YX') = \lambda_2$	$\cos (ZX') = \lambda_3$	
Y'	$\cos (XY') = \mu_1$	$\cos (YY') = \mu_2$	$\cos (ZY') = \mu_2$	
Z'	$\cos (XZ') = \nu_1$	$\cos (YZ') = \nu_2$	$\cos (ZZ') = \nu_3$	

Die 9 Richtungscosinus sind ihrerseits nicht unabhängig voneinander, sondern es bestehen zwischen ihnen 4 Systeme von je drei Gleichungen von der Form:

$$\begin{aligned}
 & \left. \begin{aligned} \lambda_1^2 + \lambda_2^2 + \lambda_3^2 &= 1 \\ \mu_1^2 + \mu_2^2 + \mu_3^2 &= 1 \\ \nu_1^2 + \nu_2^2 + \nu_3^2 &= 1 \end{aligned} \right\} & \left. \begin{aligned} \lambda_1^2 + \mu_1^2 + \nu_1^2 &= 1 \\ \lambda_2^2 + \mu_2^2 + \nu_2^2 &= 1 \\ \lambda_3^2 + \mu_3^2 + \nu_3^2 &= 1 \end{aligned} \right\} \\
 & \left. \begin{aligned} \lambda_1 \mu_1 + \lambda_2 \mu_2 + \lambda_3 \mu_3 &= 0 \\ \mu_1 \nu_1 + \mu_2 \nu_2 + \mu_3 \nu_3 &= 0 \\ \nu_1 \lambda_1 + \nu_2 \lambda_2 + \nu_3 \lambda_3 &= 0 \end{aligned} \right\} & \left. \begin{aligned} \lambda_1 \lambda_2 + \mu_1 \mu_2 + \nu_1 \nu_2 &= 0 \\ \lambda_2 \lambda_3 + \mu_2 \mu_3 + \nu_2 \nu_3 &= 0 \\ \lambda_3 \lambda_1 + \mu_3 \mu_1 + \nu_3 \nu_1 &= 0 \end{aligned} \right\}
 \end{aligned} \tag{2}$$

Von den 9 Winkeln, welche die Koordinatenachsen der beiden Systeme miteinander einschliessen, würden an und für sich deren 3 zur Bestimmung ihrer gegenseitigen Lage genügen. Es müssen somit 6 Be-

dingungsgleichungen zwischen den 9 Richtungscosinus bestehen, und von den angeführten 12 Gleichungen können somit höchstens 6 voneinander unabhängig sein, während die anderen aus diesen folgen müssen.

Statt nun die drei zur Definition der gegenseitigen Lage der beiden Systeme benötigten Winkel aus den 9 durch die Koordinatenachsen gebildeten auszuwählen, erweist es sich als zweckmässiger, nach EULER 3 neue Winkel Φ , Ψ , Θ ¹⁾ zu benützen, welche wie folgt definiert sind (vgl. Fig. 1):

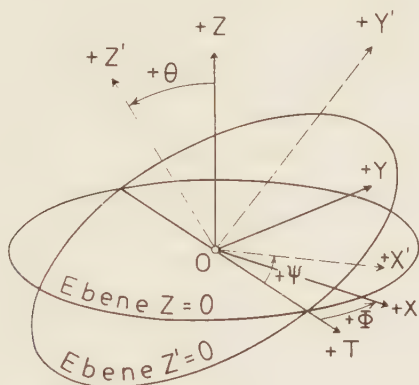


Fig. 1. Definition der EULER-Winkel für zwei rechtwinklige Rechtssysteme XYZ und X'Y'Z' mit gemeinsamem Ursprung O.

1. Θ entspricht der Neigung der Z'-Achse gegen die Z-Achse, und somit dem von den Ebenen $Z'=0$ und $Z=0$ eingeschlossenen Winkel.
2. Die beiden Ebenen $Z=0$ und $Z'=0$ schneiden sich in einer Geraden, welche als Knotenlinie bezeichnet wird und welcher man willkürlich einen Richtungssinn zuweist, womit sie zur Knotenachse T wird. Der unter 1. definierte Winkel Θ gilt als positiv, wenn die Überführung von Z in Z' durch Drehung um T zusammen mit einem Fortschreiten in Richtung der Knotenachse eine Rechtsschraube bedingt.
3. In der Ebene $Z=0$ bezeichnet Φ den Winkel zwischen der positiven Knotenachse und der positiven X-Achse. Φ wird positiv gerechnet, wenn die kürzeste Überführung der positiven Knotenachse in die positive X-Achse durch Drehung um die Z-Achse, zusammen mit einem Fortschreiten in Richtung von +Z ebenfalls eine Rechtsschraube ergibt.

¹⁾ Zur Vermeidung der Verwechslung mit anderen Grössen werden im folgenden die EULER-Winkel immer mit Majuskeln bezeichnet.

4. In der Ebene $Z' = 0$ bezeichnet Ψ den Winkel zwischen der positiven Knotenachse und der positiven X' -Achse. Ψ wird als positiv gerechnet, falls die kürzeste Drehung der positiven Knotenachse in die positive X' -Achse um die Z' -Achse zusammen mit einem Fortschreiten in Richtung von $+Z'$ wiederum eine Rechtsschraube ergibt. Man bezeichnet Φ auch als Präzession, Ψ als Rotation und Θ als Nutation.

Die beiden Systeme XYZ und $X'Y'Z'$ lassen sich somit durch drei einfach zu beschreibende Drehungen um die eben definierten EULER-Winkel ineinander überführen. So bringt z. B.

1. eine Drehung im Betrag Φ um Z die Knotenachse T auf die X -Achse,
2. eine Drehung im Betrag Θ um die Knotenachse Z auf Z' bzw. die XY -Ebene auf die $X'Y'$ -Ebene,
3. eine Drehung im Betrag Ψ um Z' die Knotenachse bzw. X auf X' , womit das System XYZ in $X'Y'Z'$ übergeführt ist. Umgekehrt lässt sich auch $X'Y'Z'$ in XYZ überführen.

Es handelt sich nun weiter darum, die w. o. in (1) erwähnten 9 Richtungscosinus durch die EULER-Winkel Φ , Θ , Ψ auszudrücken. Dies

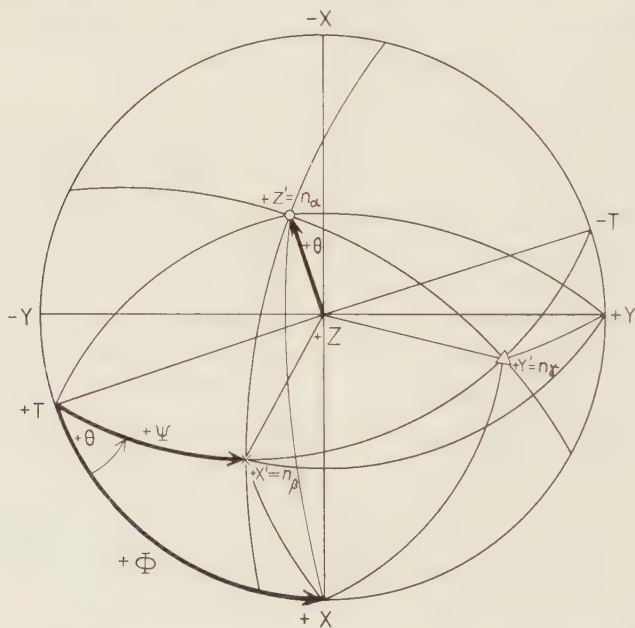


Fig. 2. Ableitung der Beziehungen zwischen den 9 durch die Achsen XYZ und $X'Y'Z'$ gebildeten Winkeln und den EULER-Winkeln

geschieht in übersichtlicher Weise an Hand einer stereographischen Projektion unter Anwendung des cos-Satzes der sphärischen Trigonometrie (vgl. Fig. 2).

1. Aus $\triangle + X + X' + T$ erhält man:

$$\cos (XX') = \cos \Phi \cos \Psi + \sin \Phi \sin \Psi \cos \Theta$$

2. Aus $\triangle + X + Y' + T$:

$$\begin{aligned} \cos (XY') &= \cos \Phi \cos \left(\Psi + \frac{\pi}{2} \right) + \sin \Phi \sin \left(\Psi + \frac{\pi}{2} \right) \cos \Theta = \\ &= -\cos \Phi \sin \Psi + \sin \Phi \cos \Psi \cos \Theta \end{aligned}$$

3. Aus $\triangle + X + Z' + T$:

$$\cos (XZ') = \cos \Phi \cos \frac{\pi}{2} + \sin \Phi \sin \frac{\pi}{2} \cos \left(\Theta + \frac{\pi}{2} \right) = -\sin \Phi \sin \Theta$$

4. Aus $\triangle + X' + Y' + T$:

$$\begin{aligned} \cos (YX') &= \cos \left(\Phi + \frac{\pi}{2} \right) \cos \Psi + \sin \left(\Phi + \frac{\pi}{2} \right) \sin \Psi \cos \Theta = \\ &= -\sin \Phi \cos \Psi + \cos \Phi \sin \Psi \cos \Theta \end{aligned}$$

5. Aus $\triangle + Y + Y' + T$:

$$\begin{aligned} \cos (YY') &= \cos \left(\Phi + \frac{\pi}{2} \right) \cos \left(\Psi + \frac{\pi}{2} \right) + \sin \left(\Phi + \frac{\pi}{2} \right) \sin \left(\Psi + \frac{\pi}{2} \right) \cos \Theta = \\ &= \sin \Phi \sin \Psi + \cos \Phi \cos \Psi \cos \Theta \end{aligned}$$

6. Aus $\triangle + Y + Z' + T$:

$$\begin{aligned} \cos (YZ') &= \cos \left(\Phi + \frac{\pi}{2} \right) \cos \frac{\pi}{2} + \sin \left(\Phi + \frac{\pi}{2} \right) \sin \frac{\pi}{2} \cos \left(\Theta + \frac{\pi}{2} \right) = \\ &= -\cos \Phi \sin \Theta \end{aligned}$$

7. Aus $\triangle + Z + X' + T$:

$$\cos (ZX') = \cos \frac{\pi}{2} \cos \Psi + \sin \frac{\pi}{2} \sin \Psi \cos \left(\frac{\pi}{2} - \Theta \right) = \sin \Psi \sin \Theta$$

8. Aus $\triangle + Y' + Z + T$:

$$\begin{aligned} \cos (ZY') &= \cos \frac{\pi}{2} \cos \left(\Psi + \frac{\pi}{2} \right) + \sin \frac{\pi}{2} \sin \left(\Psi + \frac{\pi}{2} \right) \cos \left(\frac{\pi}{2} - \Theta \right) = \\ &= \cos \Psi \sin \Theta \end{aligned}$$

9. $\cos (ZZ') = \cos \Theta$ nach Definition

In das Schema der Richtungscosinus (1) eingesetzt ergibt sich:

	X	Y
X'	$\lambda_1 = \cos \Phi \cos \Psi + \sin \Phi \sin \Psi \cos \Theta$	$\lambda_2 = -\sin \Phi \cos \Psi + \cos \Phi \sin \Psi \cos \Theta$
Y'	$\mu_1 = -\cos \Phi \sin \Psi + \sin \Phi \cos \Psi \cos \Theta$	$\mu_2 = \sin \Phi \sin \Psi + \cos \Phi \cos \Psi \cos \Theta$
Z'	$\nu_1 = -\sin \Phi \sin \Theta$	$\nu_2 = -\cos \Phi \sin \Theta$

	Z
X'	$\lambda_3 = \sin \Psi \sin \Theta$
Y'	$\mu_3 = \cos \Psi \sin \Theta$
Z'	$\nu_3 = \cos \Theta$

(3)

III. Die Anwendung der Euler-Winkel zur Darstellung der optischen Orientierung der Plagioklase

Da durch die EULER-Winkel die gegenseitige Lage zweier Koordinatensysteme mit gemeinsamem Ursprung eindeutig definiert ist, kann die optische Orientierung eines Plagioklases, d. h. die Lage der drei Hauptschwingungsrichtungen in bezug auf die w. o. erwähnten drei zueinander rechtwinkligen kristallographischen Richtungen $[001]$, $\perp (010)$, $\frac{\perp [001]}{(010)}$ ebenfalls durch die Angabe von drei Winkeln eindeutig festgelegt werden.

Es ergeben sich daher sofort die beiden praktisch wichtigen Aufgaben:

1. Gegeben: die optische Orientierung eines Plagioklases in üblicher Weise, d. h. entweder durch Angabe der Achsenpositionen oder der Positionen der Hauptschwingungsrichtungen, entweder in Kugelkoordinaten (ξ, η) oder in (φ, ρ) -Werten.

Gesucht: die EULER-Winkel Φ, Ψ, Θ .

2. Gegeben: die EULER-Winkel Φ, Ψ, Θ .

Gesucht: die optische Orientierung des Plagioklases in stereographischer Projektion, entweder auf graphischem Wege, durch Konstruktion mit Hilfe des WULFFschen Netzes, oder durch Berechnung der Koordinaten der Hauptschwingungsrichtungen.

Vorgängig der Inangriffnahme der beiden Aufgaben muss jedoch noch festgesetzt werden, wie die beiden in Betracht kommenden Tripel

kristallographischer bzw. optischer Richtungen den Achsen XYZ bzw. X'Y'Z' zuzuordnen sind. Für das kristallographische System, welches mit dem Raume fest verbunden gedacht sein soll, ist die Zuordnung, wenn man sich für ein Rechtssystem entschliesst, gegeben:

$$X = \frac{\perp [001]}{(010)} = \text{ZA des Roc-Tourné-Gesetzes}$$

$$Y = \perp (010) = \text{ZA des Albitgesetzes}$$

$$Z = [010] = \text{ZA des Karlsbadergesetzes.}$$

In bezug auf das optische System ist die Zuordnung der Hauptachsen (Hauptschwingungsrichtungen) der Indikatrix n_α , n_β , n_γ an und für sich in verschiedener Weise möglich, und es ist vor allem eine Frage der Zweckmässigkeit, wie vorgegangen wird. Da die in der oberen Halbkugel ausstechenden, als positiv angenommenen Hauptschwingungsrichtungen n_α , n_β , n_γ in dieser Reihenfolge ein Rechtssystem bilden, so sind drei Möglichkeiten der Zuordnung vorhanden, nämlich:

X'	n_α	n_β	n_γ
Y'	n_β	n_γ	n_α
Z'	n_γ	n_α	n_β

Die naheliegend erscheinende erste Annahme ist nicht zweckmässig. Wie sich aus dem bekannten Stereogramm der optischen Orientierung, der Plagioklase, projiziert auf die Ebene $\perp [001]$ (z. B. REINHARD 1931, Taf. I) ergibt, käme für diesen Fall $n_\gamma = Z'$ für ca. An₂₀ in die XY-Ebene zu liegen, was einem Winkel $\Theta = 90^\circ$ entsprechen würde. Θ würde somit für den ganzen Variationsbereich Werte $\leq 90^\circ$ annehmen, was die Übersicht erschwert. Die gleiche Schwierigkeit tritt für die dritte der angegebenen Möglichkeiten auf, da auch für $n_\beta = Z'$ der Winkel $\Theta \leq 90^\circ$ würde. Für die zweite Annahme jedoch verbleibt $Z' = n_\alpha$ für die ganze Variation von Albit bis Anorthit auf derselben Seite der XY-Ebene, und Θ ist immer $< 90^\circ$, was die Übersicht bei Konstruktionen mit Hilfe des WULFFSchen Netzes sehr erleichtert. Es soll daher im folgenden immer gelten:

$$X' = n_\beta$$

$$Y' = n_\gamma$$

$$Z' = n_\alpha$$

Nach diesen Festsetzungen kann die Behandlung der beiden Grundaufgaben in Angriff genommen werden.

C. Grundaufgaben

I. Bestimmung der Euler-Winkel bei gegebener optischer Orientierung

a) Zeichnerisches Verfahren mit Hilfe des Wulffschen Netzes

Liegt die optische Orientierung in Form einer stereographischen Projektion vor, wobei diese entweder aus den bekannten Positionen der optischen Achsen konstruiert oder durch U-Tischmessungen erhalten werden kann, bietet die graphische Bestimmung der EULER-Winkel mit Hilfe des WULFFSchen Netzes weiter kein Problem, da diese unter Beachtung der gegebenen Definitionen direkt abgelesen werden können. Die Schnittgerade der Ebene $n_\beta n_\gamma = X'Y'$ mit der Zeichenebene XY entspricht der Knotenlinie T. Ihr vom Zentrum nach links verlaufender Ast wird willkürlich als positiv angenommen und der Winkel $(+T, +X)$ entspricht Φ . Ferner ist Winkel $(+T, +X') = (+T, n_\beta) = \Psi$, und Winkel $(+Z, +Z') = (Z, n_\alpha) = \Theta$ (vergl. Fig. 3).

b) Rechnerisches Verfahren

α) Gegeben die Positionen der optischen Achsen in Kugelkoordinaten (ξ, η) .

Die Rechnung gestaltet sich am einfachsten unter Anwendung der Vektormethoden (vgl. C. BURRI (1950)). Nennt man die Richtungscosinus der beiden optischen Achsen, bezogen auf das System XYZ λ, μ, ν , so gilt (BURRI 1950, 258—303):

$$\lambda = \cos \eta \sin \xi$$

$$\mu = \sin \eta$$

$$\nu = \cos \eta \cos \xi$$

und die Einheitsvektoren der optischen Achsen A und B lauten:

$$\mathcal{A}_0 = \cos \eta_1 \sin \xi_1 \mathbf{i} + \sin \eta_1 \mathbf{j} + \cos \eta_1 \cos \xi_1 \mathbf{k}$$

$$\mathcal{B}_0 = \cos \eta_2 \sin \xi_2 \mathbf{i} + \sin \eta_2 \mathbf{j} + \cos \eta_2 \cos \xi_2 \mathbf{k}$$

Die drei gesuchten Eulerwinkel erhält man auf einfache Weise als skalare Produkte:

$$\cos \Theta = (\mathbf{a}_0 \mathbf{k})$$

$$\cos \Phi = (\mathbf{t}_0 \mathbf{i})$$

$$\cos \Psi = (\mathbf{b}_0 \mathbf{t}_0)$$

Dabei sind $\mathbf{a}_0, \mathbf{b}_0$ und \mathbf{t}_0 die Einheitsvektoren in Richtung von $n_\alpha = Z'$, $n_\beta = X'$ und der Knotenlinie T, und $\mathbf{i}, \mathbf{j}, \mathbf{k}$ diejenigen in Richtung der drei Koordinatenachsen XYZ. Den Einheitsvektor \mathbf{a}_0 erhält man, indem man

zuerst durch vektorielle Addition $\mathfrak{U}_0 + \mathfrak{B}_0 = \mathfrak{a}$ bildet. Aus \mathfrak{a} erhält man durch skalare Multiplikation mit sich selbst \mathfrak{a}^2 und daraus $|\mathfrak{a}|$, worauf $\mathfrak{a}_0 = \frac{\mathfrak{a}}{|\mathfrak{a}|}$ ist.

Den Einheitsvektor \mathfrak{b}_0 bildet man auf analoge Weise aus \mathfrak{b} , welches man als vektorielles Produkt $[\mathfrak{U}_0 \mathfrak{B}_0]$ erhält. Da die Knotenlinie die Schnittgerade der Ebenen $Z=0$ und $Z'=0$ darstellt, so berechnet sich ihr Vektor zu $\mathfrak{t} = [\mathfrak{a}_0 \mathfrak{f}]$, worauf \mathfrak{t}_0 wie oben erhalten wird.

Beispiel: Berechnung der EULER-Winkel für Labrador An_{54} von Kamenoi Brod. Durch O. GROSSPIETSCH (1925) wurden die Achsenpositionen wie folgt bestimmt:

$$\begin{array}{ll} \text{Achse A: } \xi_1 = 74,9^\circ & \text{Achse B: } \xi_2 = 14,6^\circ \\ \eta_1 = 56,7^\circ & \eta_2 = 33,0^\circ \end{array}$$

Daraus folgt für die Einheitsvektoren in Richtung der optischen Achsen:

$$\begin{aligned} \mathfrak{U}_0 &= -0,53006\mathfrak{i} - 0,83581\mathfrak{j} + 0,14302\mathfrak{k} \\ \mathfrak{B}_0 &= -0,21140\mathfrak{i} + 0,54464\mathfrak{j} + 0,81158\mathfrak{k} \end{aligned}$$

und für die Bisektrix \mathfrak{n}_λ (da Labrador An_{54} optisch negativ ist):

$$\mathfrak{a} = \mathfrak{U}_0 + \mathfrak{B}_0 = -0,74146\mathfrak{i} - 0,29117\mathfrak{j} + 0,95460\mathfrak{k}$$

und
$$\mathfrak{a}_0 = -0,5964\mathfrak{i} - 0,2342\mathfrak{j} + 0,7678\mathfrak{k}$$

Für die Knotenlinie T folgt:

$$\mathfrak{t} = [\mathfrak{a}_0 \mathfrak{f}] = -0,2342\mathfrak{i} + 0,5964\mathfrak{j}$$

und
$$\mathfrak{t}_0 = -0,3655\mathfrak{i} + 0,9307\mathfrak{j}$$

In bezug auf die optische Normale erhält man:

$$\begin{aligned} \mathfrak{b} &= [\mathfrak{U}_0 \mathfrak{B}_0] = 0,75632\mathfrak{i} - 0,39995\mathfrak{j} + 0,46538\mathfrak{k} \\ \mathfrak{b}_0 &= 0,7766\mathfrak{i} - 0,4107\mathfrak{j} + 0,4779\mathfrak{k} \end{aligned}$$

Für die EULER-Winkel folgt somit:

$$\begin{aligned} \cos \Theta &= (\mathfrak{a}_0 \mathfrak{f}) = 0,7678 & \Theta &= 39,8^\circ \\ \cos \Phi &= (\mathfrak{t}_0 \mathfrak{i}) = 0,3655 & \Phi &= 68,6^\circ \\ \cos \Psi &= (\mathfrak{b}_0 \mathfrak{t}_0) = 0,6661 & \Psi &= 48,2^\circ \end{aligned}$$

β) Gegeben die Positionen der Hauptschwingungsrichtungen, wie sie bei U-Tischmessungen erhalten werden.

Sind die Positionen der drei Hauptschwingungsrichtungen in (φ, ρ) -Werten gegeben, so gilt für die Richtungscosinus bzw. Koordinaten der Einheitsvektoren (BURRI 1950, 271):

$$\lambda = \sin \varphi \sin \rho$$

$$\mu = \cos \varphi \sin \rho$$

$$\nu = \cos \rho$$

Die benötigten Einheitsvektoren in Richtung von n_α und n_β lassen sich somit sofort anschreiben:

$$a_0 = \sin \varphi_1 \sin \rho_1 i + \cos \varphi_1 \sin \rho_1 j + \cos \rho_1 k$$

$$b_0 = \sin \varphi_2 \sin \rho_2 i + \cos \varphi_2 \sin \rho_2 j + \cos \rho_2 k$$

worauf, wie unter α) angegeben, weiterverfahren wird. Die stereographische Projektion erlaubt eine Kontrolle der Resultate.

Beispiel: Labrador von Tamatave, Madagaskar. Nach K. CHUDOBA und J. JAKOB (1930) lauten die Positionswerte für die drei Hauptschwingungsrichtungen:

	φ	ρ
n_α	$254^\circ 50'$	$38^\circ 40'$
n_β	$119^\circ 40'$	$64^\circ 40'$
n_γ	$15^\circ 05'$	$63^\circ 05'$

woraus folgt:

$$a_0 = -0,5721 i - 0,2567 j + 0,7790 k$$

$$b_0 = +0,7854 i - 0,4473 j + 0,4279 k$$

$$t = [a_0 k] = -0,2567 i + 0,5721 j$$

$$t_0 = -0,4094 i + 0,9124 j$$

$$\cos \Phi = (t_0 i) = 0,4094 \quad \Phi = 65,8^\circ$$

$$\cos \Theta = (a_0 k) = 0,7790 \quad \Theta = 38,8^\circ$$

$$\cos \Psi = (b_0 t_0) = 0,7297 \quad \Psi = 43,1^\circ$$

II. Ableitung der optischen Orientierung aus gegebenen Euler-Winkeln

a) Zeichnerisches Verfahren mit Hilfe des Wulffschen Netzes

Man zeichnet das kristallographisch bestimmte System mit +X nach vorn, +Y nach rechts und +Z nach oben. In Übereinstimmung mit den w. o. gemachten Festsetzungen über das Vorzeichen der Drehungen trägt man darauf den (für alle Plagioklase immer positiven) Winkel Φ als $-\Phi$ von +X aus im Uhrzeigersinn auf dem Grundkreis ab, wodurch man das positive Ende der Knotenlinie T erhält, und diese als Durchmesser einzeichnen kann. Normal zur Knotenlinie, vom Zentrum aus, und zwar

nach oben, d. h. im positiven Sinne nach Definition, trägt man den Winkel Θ auf und erhält auf diese Weise die Position von $n_\alpha = Z'$. Man zeichnet den hierzu polaren Grosskreis, welcher den Grundkreis in den Endpunkten der Knotenlinie trifft. Auf dem zu Z' polaren Grosskreis trägt man den Winkel Ψ , positive Werte vom positiven, negative vom negativen Ende der Knotenlinie aus ab, wodurch $n_\beta = X'$ erhalten wird. In 90° Abstand davon liegt die dritte Hauptschwingungsrichtung $n_\gamma = Y'$, womit die gesuchte optische Orientierung erhalten ist.

b) Rechnerisches Verfahren

Sind die 3 EULER-Winkel gegeben, so lassen sich auf Grund des Schemas (3) die 9 Richtungscosinus berechnen. Da die Richtungscosinus der Achsen $X'Y'Z'$, bezogen auf das System XYZ , gleich den Koordinaten der Einheitsvektoren i' , j' , f' in Richtung von $X'Y'Z'$, bezogen auf XYZ sind, so lassen sich diese unmittelbar anschreiben:

$$i' = b_0 = \cos(XX')i + \cos(YX')j + \cos(ZX')f$$

$$j' = c_0 = \cos(XY')i + \cos(YY')j + \cos(ZY')f$$

$$f' = a_0 = \cos(XZ')i + \cos(YZ')j + \cos(ZZ')f$$

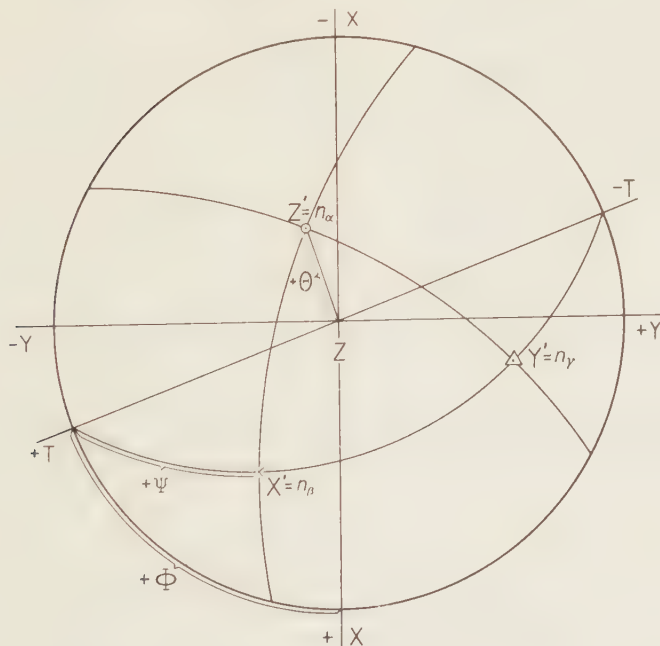


Fig. 3. Optische Orientierung eines Hochttemperatur-Plagioklasses An_{50} .

$$\text{bzw. } \mathbf{i}' = \mathbf{b}_0 = (\cos \Phi \cos \Psi + \sin \Phi \sin \Psi \cos \Theta) \mathbf{i} - (\sin \Phi \cos \Psi - \cos \Phi \sin \Psi \cos \Theta) \mathbf{j} + \sin \Psi \sin \Theta \mathbf{k}$$

$$\mathbf{j}' = \mathbf{c}_0 = (\cos \Phi \sin \Psi - \sin \Phi \cos \Psi) \mathbf{i} + (\sin \Phi \sin \Psi + \cos \Phi \cos \Psi \cos \Theta) \mathbf{j} + \cos \Psi \sin \Theta \mathbf{k}$$

$$\mathbf{k}' = \mathbf{a}_0 = -\sin \Phi \sin \Psi \mathbf{i} - \cos \Phi \sin \Psi \mathbf{j} + \cos \Theta \mathbf{k}$$

Beispiel: Optische Orientierung für Hochtemperatur-Plagioklas An_{50} auf Grund der durch Interpolation erhaltenen EULER-Winkel $\Phi = +75,0^\circ$, $\Psi = +47,0^\circ$, $\Theta = +43,0^\circ$ (vgl. Fig. 3).

Nach (3) berechnen sich die 9 Richtungscosinus bzw. Richtungswinkel zwischen den Achsen der Systeme XYZ und $X'Y'Z'$ wie folgt:

	$\mathbf{X} = \frac{[001]}{(010)}$	$\mathbf{Y} = \perp(010)$	$\mathbf{Z} = [001]$
$\mathbf{X}' = \mathbf{b}_0$ (n_g)	$\cos(\mathbf{XX}') = +0,6932$ ($\mathbf{XX}' = 46,1^\circ$)	$\cos(\mathbf{YX}') = -0,5203$ ($\mathbf{YY}' = 121,4^\circ$)	$\cos(\mathbf{ZX}') = +0,4988$ ($\mathbf{ZX}' = 60,1^\circ$)
$\mathbf{Y}' = \mathbf{c}_0$ (n_y)	$\cos(\mathbf{XY}') = +0,2925$ ($\mathbf{XY}' = 73,0^\circ$)	$\cos(\mathbf{YY}') = +0,8356$ ($\mathbf{YY}' = 33,2^\circ$)	$\cos(\mathbf{ZY}') = +0,4651$ ($\mathbf{ZY}' = 62,3^\circ$)
$\mathbf{Z}' = \mathbf{a}_0$ (n_α)	$\cos(\mathbf{XZ}') = -0,6587$ ($\mathbf{XZ}' = 131,2^\circ$)	$\cos(\mathbf{YZ}') = -0,1765$ ($\mathbf{YZ}' = 100,2^\circ$)	$\cos(\mathbf{ZZ}') = +0,7314$ ($\mathbf{ZZ}' = 43,0^\circ$)

Die Einheitsvektoren in Richtung der drei Hauptschwingungsrichtungen, bezogen auf das kristallographische Achsensystem XYZ lauten somit:

$$\begin{aligned} \mathbf{a}_0 &= -0,6587 \mathbf{i} - 0,1765 \mathbf{j} + 0,7314 \mathbf{k} & \varphi &= 255,0^\circ & \rho &= 43,0^\circ \\ \mathbf{b}_0 &= +0,6932 \mathbf{i} - 0,5203 \mathbf{j} + 0,4988 \mathbf{k} & \varphi &= 126,9^\circ & \rho &= 60,1^\circ \\ \mathbf{c}_0 &= +0,2925 \mathbf{i} + 0,8356 \mathbf{j} + 0,4651 \mathbf{k} & \varphi &= 19,3^\circ & \rho &= 62,3^\circ \end{aligned}$$

Die Eintragung in eine stereographische Projektion kann entweder auf Grund der Richtungswinkel oder der (φ , ρ)-Werte erfolgen.

D. Neuentwurf des Stereogrammes der optischen Orientierung der Plagioklase unter Berücksichtigung konstanter Anorthit-Intervalle

I. Allgemeines

Die bekannten Stereogramme mit Projektionsebene $\perp c$, welche die Wanderung der optischen Vektoren (Hauptschwingungsrichtungen, optische Achsen) in bezug auf das als fest angenommene Kristallgebäude zur Darstellung bringen, bilden die Grundlage der Plagioklasbestimmung,

und zwar sowohl für die klassischen wie für die U-Tischmethoden. Für die erstern liefern sie über die FRESNELSche Konstruktion die Auslöschungskurven für die interessierenden Flächen und Zonen. Für die letztern finden sie direkte Anwendung, indem man die Resultate der Einmessungen, in stereographischer Projektion dargestellt, nach geeigneter Transformation mit ihnen vergleicht. Dazu ist es praktisch von Vorteil, über weitere Stereogramme zu verfügen, welche die Migration der wichtigen Flächenpole, Kanten und Kantennormalen in bezug auf das als fest angenommene optische System (Hauptschwingungsrichtungen) zeigen, sowie zusätzliche Projektionen auf bestimmte, z. B. als Verwachsungsebenen von Zwillingen häufige Flächen, wie (010) und (001). Diese lassen sich alle aus dem grundlegenden Stereogramm graphisch oder rechnerisch leicht ableiten. Derartige Darstellungen sind seit der Einführung der U-Tischmethoden durch E. v. FEDOROW auf Grund der jeweils vorhandenen, als zuverlässig erscheinenden Daten vor allem durch A. MICHEL-LÉVY (1894), V. USSOW (1910), E. A. WÜFLING (1921—1924), L. DUPARC und M. REINHARD (1924), M. REINHARD (1931), W. W. NIKITIN (1936), G. VAN DER KAADEN (1951) u. a. veröffentlicht worden, wobei sich im Laufe der Zeiten immer neue Verbesserungen ergaben. Am bekanntesten und am meisten gebraucht sind wohl die durch M. REINHARD (1931) gegebenen Stereogramme.

Beim Gebrauch dieser Darstellungen bei petrographischen Untersuchungen ergaben sich jedoch gewisse Unstimmigkeiten, welche zu ausgedehnten Diskussionen führten, da die gefundenen Abweichungen sich nicht durch mangelhafte Unterlagen oder Messfehler allein deuten liessen. Sie betrafen besonders den Verlauf der (010)-Migrationskurve im System der fest gedachten kristallographischen Richtungen. Arbeiten von H. SCHUMANN (1931), G. PALIUC (1932), ED. WENK (1933), C. T. BARBER (1936), E. ERNST und H. NIELAND (1934) u. a. lieferten die hauptsächlichsten Unterlagen. Nach erfolglosen Versuchen zur Festlegung einer mittleren Kurve durch BARBER (1936) wurde die Lösung des Dilemmas durch die Erkenntnis von der Existenz einer gesonderten Hoch- bzw. Tieftemperaturoptik der Plagioklase durch A. KÖHLER (1941) erbracht. Gleichzeitig wurden auch die bisher nicht verständlichen Unstimmigkeiten im Gebiet der Andesine geklärt, indem sich die untersuchten Beispiele aus dem „porphyre bleu“ des Estérel-Gebirges und aus japanischen vulkanischen Gesteinen, welche sich nicht in die Reihe der übrigen Plagioklase eingefügt hatten, als Hochtemperaturformen erwiesen. Auch die bisher unverständliche Tatsache, dass synthetische basische Plagioklase, mit deren Hilfe man eine Ergänzung der spärlichen

Daten natürlicher Vorkommen versucht hatte, ebenfalls aus der Reihe fielen, fand ihre Erklärung durch die neue Erkenntnis. Es handelte sich bei ihnen ebenfalls um Hochtemperaturformen.

Nach dem heutigen Stand der Erkenntnis sind somit diese beiden Fälle getrennt zu betrachten, d. h. die Abhängigkeit der Lagendispersion der Indikatrix vom An-Gehalt muss sowohl für die Tieftemperatur- wie für die Hochtemperaturform erforscht und voneinander getrennt in besonderen Darstellungen festgehalten werden. Dies wurde unter Verwendung des jeweils verfügbaren Materials durch H. TERTSCH (1942b) und VAN DER KAADEN (1951) versucht.

Die älteren Darstellungen, vor allem die viel gebrauchten REINHARDschen Stereogramme, sind durch die neuen Erkenntnisse nicht etwa wertlos geworden, wie vielleicht vermutet werden könnte. Da sie ausschliesslich auf Tieftemperaturplagioklasen basieren und da für diese keine wesentlichen neuen Tatsachen bekannt geworden sind, sind sie zur Bestimmung dieser sehr gut weiter zu gebrauchen, sie bedürfen nur einer Ergänzung für die Hochtemperaturformen.

Dass unsere grundlegenden Kenntnisse über die Plagioklasoptik bis vor kurzem vorwiegend oder fast ausschliesslich auf Tieftemperaturformen basierten, ist nicht zufällig. Der Grund liegt darin, dass sich gut ausgebildete und homogene Kristalle, welche sich in bezug auf Grösse und Frische zu optischen und chemischen Untersuchungen eignen und daher auch in erster Linie beachtet wurden, vor allem unter diesen finden. Es sind vorwiegend unter hydrothermalen Bedingungen gebildete Kluftalbite, Oligoklase aus Pegmatiten sowie basischere Glieder aus Tiefengesteinen bzw. kristallinen Schiefern oder auch metasomatische Bildungen, wie der bekannte Anorthit des Vesuvs. Die Hochtemperaturvorkommen, wie sie sich in Natur in vulkanischen Gesteinen finden, eignen sich u. a. wegen der oft vorhandenen intensiven Zonarstruktur sowie der häufigen Glaseinschlüsse weit weniger zur chemischen und optischen Untersuchung. Sie wurden daher nur in Ausnahmefällen untersucht und, da dies z. B. für die japanischen Andesine oder demjenigen von St. Raphael (Estérel) zu den erwähnten Unstimmigkeiten führte, als Grundlage zur Konstruktion der grundlegenden Stereogramme nicht weiter benützt. Die geringe Eignung der Vorkommen aus vulkanischen Gesteinen zu chemischen und optischen Untersuchungen sind auch z. H. dafür verantwortlich, dass man auch heute noch zur Festlegung der optischen Verhältnisse der Hochtemperatur-Plagioklase weitgehend auf synthetisches Material angewiesen ist. Eine Ausnahme machen in dieser Beziehung, neben den erwähnten Andesinen, nur die durch E. ERNST und

H. NIELAND (1934) ausgezeichnet untersuchten Andesine und Labradore von Linosa.

Ein besonderes Problem bei der Konstruktion der Stereogramme für die U-Tischmethoden bildete die Kalibrierung der Migrationskurven zur Ablesung der An-Gehalte. Während man für das grundlegende Stereogramm der Migration der optischen Vektoren bei fixem Kristallgebäude bisher im allgemeinen die einzelnen chemisch und optisch bestimmten Typen einzeichnete und auf eine gleichmässige Kalibrierung der Migrationskurven, z. B. von 10 zu 10% An verzichtete, ist eine solche für die daraus abgeleiteten Stereogramme meist üblich. Naturgemäss haftet jedoch den hierzu notwendigen Interpolationen immer eine gewisse Willkür an, da die Lagenänderung der Indikatrix in Abhängigkeit vom Chemismus nicht gleichmässig erfolgt, so dass eine exakte Interpolation überhaupt gar nicht möglich war. Wenn auch die dadurch bedingten Fehler im Vergleich zu denjenigen, welche z. B. durch die vielfach ungenügenden chemischen Unterlagen bedingt sind, in vielen Fällen sicherlich vernachlässigt werden dürfen, so ist es dennoch prinzipiell interessant und gerechtfertigt, zu versuchen ob sie nicht vermieden werden können. Eine exaktere Kalibrierung der Migrationskurven ist vor allem auch von grösserer Bedeutung, seit man weiss, dass eine Temperaturabhängigkeit der Optik besteht. Die Migrationskurven für die Hoch- bzw. Tieftemperaturformen differieren in ihrem allgemeinen Verlauf z. T. nur wenig voneinander, hingegen fallen die Örter gleichen An-Gehaltes im allgemeinen nicht zusammen, da sie in Richtung der Kurven verschoben sind. Eine Anwendung der Tieftemperatur-Kalibrierung für die Hochtemperaturkurven z. B. würde deshalb erhebliche Fehler im Gefolge haben. Die EULER-Winkel scheinen nun eine Möglichkeit für eine gleichmässige Interpolation zu bieten, und es soll daher im folgenden versucht werden, das grundlegende Stereogramm für die optische Orientierung der Plagioklase, für Hoch- und Tieftemperaturformen getrennt, unter Berücksichtigung dieses Gesichtspunktes neu zu entwerfen.

II. Die Tieftemperatur-Plagioklase

Ogleich sich unsere Kenntnisse über die Abhängigkeit der Tieftemperatur-Plagioklase von der chemischen Zusammensetzung im Laufe der Zeiten bedeutend gebessert haben, so können sie doch bei weitem noch nicht als befriedigend bezeichnet werden. Immer noch gilt, leider z. T. auch für neuere Bestimmungen, die REINHARDSche Bemerkung, dass eine ganze Anzahl von chemischen Analysen optisch genau untersuchter Plagioklastypen nicht einmal den Anforderungen genügen, welche

heute gemeinhin an Gesteinsanalysen gestellt werden, geschweige denn an solche von Mineralien. Wenn es sich überhaupt verantworten lässt, sie dennoch zu benützen, so dann vor allem deshalb, weil die für die Berechnung des An-Gehaltes in erster Linie massgebliche CaO-Bestimmung chemisch-analytisch zu den genauesten im gesamten Analysengang der klassischen chemischen Silikatanalyse gehört. Was unsere Kenntnisse der einzelnen Typen anbelangt, so darf gesagt werden, dass sie für die Albite und Oligoklase einigermaßen befriedigen. Die früher bestehenden und viel diskutierten Unstimmigkeiten im Gebiete der Andesine haben sich insofern geklärt, als die scheinbar aus der Reihe fallenden Vorkommen aus dem Porphyre bleu des Estérel-Massivs, von Japan und Linosa als Hochtemperaturbildungen erkannt wurden und daher ausgeschaltet werden konnten. Während man auch über die Labradore einigermaßen informiert ist, besteht immer noch mehr oder weniger eine unbefriedigende Situation für die basischeren Glieder. Die lange Zeit bestehende Lücke zwischen dem Labrador-Bytowniten von Närödäl, ca. An_{70} , und dem Anorthit An_{97} vom Vesuv (aus kontaktmetasomatischen Kalkauswürflingen, sog. Somma-Blöcken) ist zwar in neuerer Zeit teilweise ausgefüllt worden. Obgleich die neueren Untersuchungen an den Anorthiten von Bönskär (Schweden), Verch Isetsk (Ural) und vom Pala Mt., San Luis Rey quadr. (Kalifornien) sowie von Akerö (Schweden) ausschliesslich ohne Bestimmung der genauen Achsenpositionen nach der U-Tischmethode ausgeführt wurden, so bilden sie doch einen sehr schätzenswerten Zuwachs unserer Kenntnisse, um so mehr als der An-Gehalt des Labrador-Bytownits von Närödäl wegen beginnender Zoisitisierung nicht genau feststeht. Leider sind jedoch die chemischen Analysen der Vorkommen von Akerö und Verch Isetsk nicht den heutigen Anforderungen entsprechend, während dies für diejenigen von Bönskär und Kalifornien der Fall ist.

Tabelle 1 gibt eine Zusammenstellung über die bis heute chemisch und optisch untersuchten Tieftemperatur-Plagioklase, insofern die Bestimmungen als verlässlich erscheinen. Zugleich sind die nach den angegebenen Methoden berechneten EULER-Winkel aufgeführt. Da die Lagenänderung der Indikatrix in Abhängigkeit vom Chemismus in stetiger Weise erfolgt, so darf erwartet werden, dass sich die drei EULER-Winkel ebenfalls stetig ändern. Es müssen somit, wenn man sie in Abhängigkeit vom An-Gehalt aufträgt, stetig verlaufende Kurven resultieren, welche sich zu Interpolationen eignen. Wie die Fig. 4 zeigt, ist dies tatsächlich auch der Fall. Die in Anbetracht der verschiedenen Beobachter und Methoden erstaunlich geringe Streuung lässt sich ohne weiteres aus

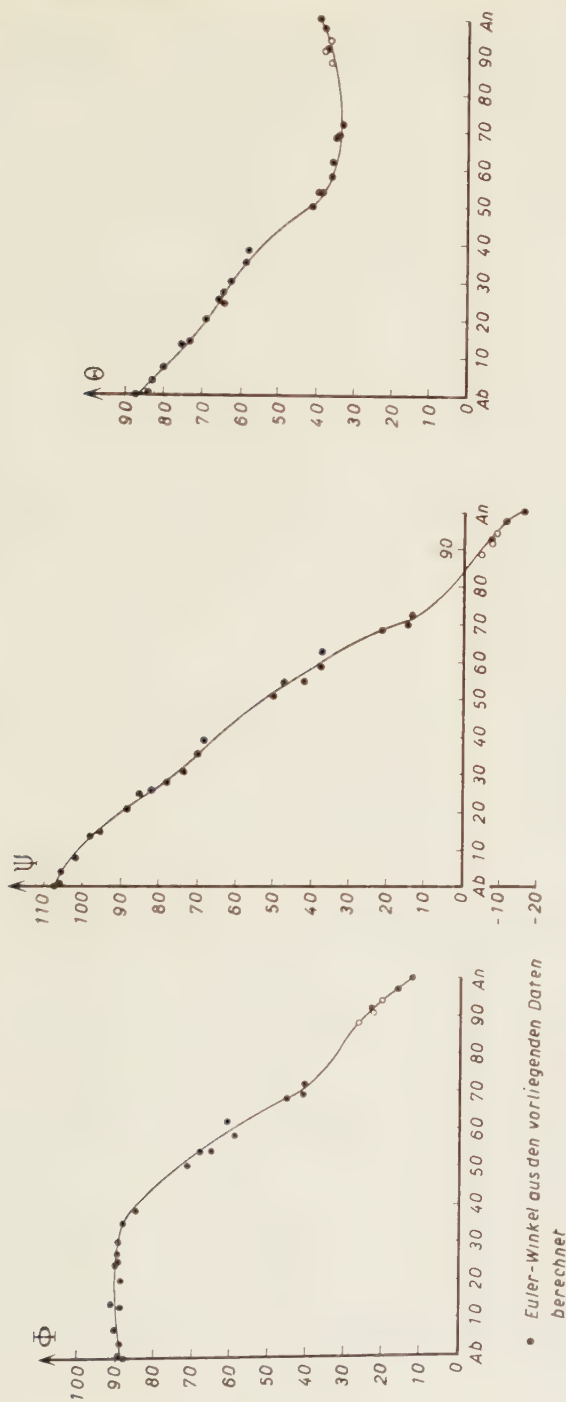


Fig. 4. Variation der EULER-Winkel in Abhängigkeit vom An-Gehalt für die Tieftemperatur-Plagioklasse.

Unvollkommenheiten der chemischen und optischen Untersuchung erklären sowie wohl auch durch den Umstand, dass in den meisten Fällen chemische und optische Untersuchungen wohl an Kristallen der gleichen Stufe oder des gleichen Fundortes, nicht aber am gleichen Individuum durchgeführt wurden. Dies dürfte wohl auf die meisten, nicht Pegmatiten oder sehr grobkörnigen Anorthositen bzw. Labradorfelsen entstammenden Beispiele zutreffen. Die Mehrzahl der konstatierbaren kleinen Unstimmigkeiten liesse sich ohne weiteres völlig eliminieren, wenn der An-Gehalt um maximal $\pm 2\%$ geändert würde, also um einen relativ geringen Betrag, wie er sehr wohl, ausser durch Analysenfehler, durch die eben erwähnten Umstände bedingt sein könnte. Es fällt z. B. auf, dass die beiden durch W. W. NIKITIN nach der U-Tischmethode untersuchten Plagioklase von Verch-Isetsk (Ural), welchen dieser Autor auf Grund der allerdings nicht erstklassigen Analysen die Zusammensetzung $An_{38.5}$ und An_{60} zuschreibt, sich dem Kurvenverlauf bedeutend besser einfügen würden, wenn man ihren An-Gehalt um 2% niedriger ansetzte. Eine Neuberechnung für das zweite Beispiel, ausgehend vom CaO-Gehalt, führt auf An_{58} , welcher Wert daher auch verwendet wurde. Für das erst-erwähnte Beispiel wurde das Resultat durch eine entsprechende Neuberechnung nicht verändert. Die Angabe der chemischen Zusammensetzung, für drei verschieden schwere Fraktionen getrennt, zeigt jedoch, dass offenbar Zonarstruktur vorhanden sein muss, welche nicht in Rechnung gesetzt werden kann, weshalb die angegebene Zusammensetzung $An_{38.5}$ beibehalten wurde. Ebenfalls auf Grund von Neuberechnungen, ausgehend vom CaO-Gehalt, wurde die Zusammensetzung des Andesins von Bodenmais von An_{29} in An_{30} und diejenige des Anorthits von Akerö von An_{96} in An_{91} geändert, was eine bessere Übereinstimmung mit den übrigen Daten ergibt. Besondere Beachtung verdient der Labrador von Pillau, welchem in der Literatur auf Grund einer im Laboratorium DITTRICH (Analytiker ungenannt) in Heidelberg ausgeführten Analyse (SCHMIDT 1926, 23) die Zusammensetzung An_{64} zugeschrieben wird. Das Material stammt von der Hafenmole von Pillau; es handelt sich wohl entweder um ein nordisches Geschiebe oder um Schiffsballast. Die optische Orientierung wurde durch E. A. WÜLFING nach seiner konoskopischen Methode bestimmt, wozu das beste vorhandene Material benutzt wurde. Während, unter Annahme einer Zusammensetzung von An_{64} , Θ gut auf die mittlere Kurve fällt, liegen Φ und Ψ deutlich zu tief. Die Annahme einer Zusammensetzung von An_{68} würde die Unstimmigkeiten in bezug auf Φ und Ψ zum Verschwinden bringen, ohne dass sich eine solche für Θ neu bemerkbar machte, da diese Kurve im interessierenden Gebiet flach

verläuft. Eine Bestätigung für die Vermutung, dass dem Labrador von Pillau tatsächlich eine Zusammensetzung von ca. An_{68} zukommt, ergibt sich aus der exakten Bestimmung des Spaltwinkels $(010)/(001) = A (= \alpha^*)$ durch ED. SCHMIDT. Geht man von der durch SCHMIDT (1916) und WÜLFING (1915) konstatierten linearen Abhängigkeit von A vom An-Gehalt aus, so erhält man für den am Labrador von Pillau gemessenen Winkel von $86^{\circ} 3' \pm 2'$ im Mittel ebenfalls einen An-Gehalt von 68% , während die Berücksichtigung der angegebenen Fehlergrenzen auf An_{74} bzw. An_{63} führen. Auch aus den Figuren 12 in der Arbeit SCHMIDT (1916) bzw. 5 in der Arbeit WÜLFING (1915), wo der betrachtete Labrador eingezeichnet ist, ist sehr schön ersichtlich, dass eine Verschiebung von An_{64} nach An_{68} eine viel bessere Übereinstimmung mit der Kurve ergäbe. Es dürfte somit anzunehmen sein, dass die Analyse, welche übrigens bei einer Summe von 100.91 auch 0.44 MgO und $0.73\% H_2O +$ aufweist, die chemische Zusammensetzung nicht richtig wiedergibt. Sie wurde wahrscheinlich von verunreinigtem und unfrischem Material angefertigt. Der Labrador von Pillau wurde daher mit der Zusammensetzung An_{68} in Fig. 4 aufgenommen.

Für die Anorthite von Bönaskär (Tab. 1, Nr. 22) und Akerö (Tab. 1, Nr. 25) reichen die gegebenen Daten nicht aus, um die EULER-Winkel nach den angegebenen Methoden zu berechnen. Gegeben sind für das Vorkommen von Akerö nur die Positionen von (010), (001), [010] und des rhombischen Schnittes. Die Bestimmung der EULER-Winkel erfolgte daher graphisch mit Hilfe des WULFFschen Netzes. Dabei wurde zuerst die kristallographische a -Achse als Zonenachse von (010) und (001) bestimmt, worauf c in der Ebene (010) unter Verwendung des kristallographischen Achsenwinkels $\beta = 116^\circ$ erhalten wurde. Hierauf liessen sich die EULER-Winkel in gewohnter Weise konstruieren. Eine weitergehende Annahme musste für den Anorthit von Bönaskär gemacht werden, für welchen nur die Positionen von (010), [010] und des rhombischen Schnittes bekannt waren. Der Pol von (001) wurde in der Zone [010] eingezeichnet unter der Annahme, dass der Winkel $s = \text{Rhombischer Schnitt}/(001) = 13^\circ$. Dieser Wert wurde unter Verwendung der aus den Kurven von E. A. WÜLFING (1915) bzw. ED. SCHMIDT (1915) für eine Zusammensetzung von An_{88} interpolierten Werte für $\gamma = 90^\circ 57'$ und $A = (001)/(010) = 85^\circ 52'$ erhalten (vgl. G. TRXNELL 1952, p. 549). Nach Festlegung der Position von (001) konnte weiter wie im Falle des Anorthites von Akerö vorgegangen werden. Auch für den Anorthit von Kalifornien (Tab. 1, Nr. 24), für welchen die Positionen der optischen Achsen und der Schwingungsrichtungen in einer stereographischen Projektion $|100|$ nur auf ganze

Tabelle 1. *Tieftemperatur-Plagioklasse*

Nr.	An%	Fundort	Φ	Ψ	Θ	Quelle
1	0	extrapoliert	88,4°	108,2°	87,4°	E. A. WÜLFING, Mikroskop. Physiographie d. petrogr. wichtigen Mineralien. 5. Aufl. I. 1. (1921 bis 1924) 511
2	0,5	Grönland	89,3°	106,7°	84,1°	O. GROSSPIETSCH, Tscherms. Mitt. 27 (1908) 353—376
3	3,5	Mittel versch. Fundorte	89,2°	106,3°	83,6°	M. REINHARD, Universaldrehtischmethoden, Basel (1931) 114
4	7	Mt. Eagle Township, Ont., Kanada	90,7°	102,6°	80,3°	A. ENGELS, Inaug. Diss. Univ. Bonn (1937) 14—18
5	13	Sobot, Bamle, Wilmington (Mittel)	89,0°	98,8°	76,1°	F. BECKE, Denkschr. k. k. Akad. Wiss. Wien 75 (1906) 141
6	14	Mt. Eagle Valley, Hasting Co., Ont., Kanada	91,4°	96,4°	73,3°	A. ENGELS, loc. cit. (1937) 18—20
7	20	Ytterby, Bakersville, N.C. (Mittel)	88,9°	89,1°	69,5°	F. BECKE, loc. cit. (1906) 142
8	24	Bakersville N. C.	90,8°	86,0°	64,7°	S. TSUBOI, Min. Mag. 20 (1923) 94—100
9	25	Twedestrand	90,0°	83,0°	66,1°	F. BECKE, loc. cit. (1906) 142
10	27	Unbekannt	90,0°	79,4°	65,0°	E. LEISEN, Z. Kristallogr. 89 (1934) 65
11	30	Bodenmais, Bayern	89,7°	74,4°	62,9°	E. ERNST, Sitz. Ber. Heidelb. Akad. Wiss. (1926) 5. Abh.
12	35	Hohenstein, Österreich	88,7°	70,9°	58,8°	O. GROSSPIETSCH, Sitz. Ber. Math. Phys. Kl. k. k. Akad. Wiss. Wien 127 Abt. I (1918) 437
13	38,5	Verch-Isetsk, Ural	85,2°	68,8°	58,2°	W. W. NIKITIN, Tscherms. Mitt. 44 (1933) 150
14	50	Labrador (Mittel)	71,8°	51,0°	41,5°	W. LUCZIZKY, Tscherms. Mitt. 24 (1905) 191—198 E. A. WÜLFING, loc. cit. (1921 bis 1924) 340

Nr.	An%	Fundort	Φ	Ψ	Θ	Quelle
15	54	Tamatave, Madagaskar	55,8	43,1	38,8	K. CHUBODA u. J. JAKOB, C. B. f. Min. etc. (A) (1933) 1—9
16	54	Kamenoi Brod, Russland	68,8	48,2	39,8	O. GROSSPIETSCH, Tscherm. Mitt. 33 (1915) 27—47
17	58	Verch-Isetsk, Russland, Ural	59,7	38,7	36,5	W. W. NIKITIN, loc. cit. (1933) 150
18	62	Co. Down, Irland	61,3	38,2	36,3	S. TSUBOI, Min. Mag. 20 (1923) 101—107 W. CAMPBELL SMITH, ibid. 21 (1928) 543—551
19	68	Pillau (Nor- disches Ge- schiebe)	46,1	22,2	34,7°	E. A. WÜLFING, loc. cit. (1921 bis 1924) 511
20	69	Crystal Bay, Minnesota	41,8°	15,3	34,5	A. ENGELS, loc. cit. (1937) 28—31
21	72	Närödäl, Nor- wegen	41,2°	14,3°	33,7	F. BECKE, loc. cit. (1906) und Tscherm. Mitt. 14 (1895) 430
22	88	Bönskär, Schweden	27°	—4	37	P. H. LUNDEGÅRDH, Bull. Geol. Inst. Uppsala 28 (1941) 424. EULER-Winkel graphisch bestimmt unter Annahme, dass \angle rhombischer Schnitt/(001) = 13°
23	91	Akerö, Schweden	23°	—7	38°	W. W. NIKITIN, loc. cit. (1933) 150. EULER-Winkel graphisch bestimmt unter Annahme, dass krist. β = 116°
24	92	Verch-Isetsk, Ural	23,7	6,7	38,0°	W. W. NIKITIN, loc. cit. (1933) 150
25	94	Pala Mt., San Luis Rey Co., Kalif.	21°	—8°	37	F. S. MILLER, Amer. Min. 20 (1935) 145. EULER-Winkel graphisch bestimmt unter Annahme, dass krist. β = 116°
26	97	Vesuv (aus kontaktmeta- somatischem Auswürfling)	16,6°	—10,4°	38,2°	J. KRATZERT, Z. Kristallogr. 46 (1921) 486. Vgl. a. F. BECKE, Tscherm. Mitt. 14 (1894) 430—436, und E. A. WÜLFING ibid. 36 (1902) 403—407
27	100	extrapoliert	13,0°	—15,3°	39,6°	E. A. WÜLFING, loc. cit. (1921 bis 1924) 511

Grade genau angegeben waren, wurden die EULER-Winkel konstruktiv ermittelt unter Zugrundelegung von krist. $\beta = 116^\circ$. Wenn auch diesen Beispielen nicht das gleiche Gewicht zukommt wie den übrigen, so wurden sie doch mitberücksichtigt, da es wünschenswert schien, die bis jetzt allzu spärlichen Daten über die basischen Glieder der Plagioklasreihe nach Möglichkeit zu ergänzen. Sie wurden jedoch in den Diagrammen der EULER-Winkel mit besonderer Signatur eingetragen, um sie von den aus vollständigen Daten berechneten Beispielen zu unterscheiden.

Nicht berücksichtigt wurden jedoch die durch W. W. NIKITIN (1933) untersuchten Albite, da die Kurven im Albit-Oligoklasgebiet durch die zahlreichen konoskopisch untersuchten Beispiele genügend gesichert erscheinen. Kontrollen vermittelt stereographischer Projektion ergaben, dass sich z. B. die Albite von Kirjabinsk und Tagil dem bestehenden Bild gut einfügten. Für das Gebiet der Albite und Oligoklase wurden auch nicht die zahlreichen existierenden Einzelbestimmungen, sondern die Mittelwerte von E. A. WÜLFING und F. BECKE benutzt, wie sie sich auch bei REINHARD (1931) angewandt finden. Das Mittel für den Albit $An_{3.5}$ beruht z. B. auf den Einzelbestimmungen an den Vorkommen von Rischuna, Amelia Co., Nadabula, Beaume und Morro Velho (vgl. a. M. VENDL 1922).

Der Verlauf der drei Kurven weist bemerkenswerte Eigentümlichkeiten auf. Die Φ -Kurve verläuft bis ca. An_{35} annähernd horizontal, um darauf gleichmässig abzufallen. Dies besagt, dass die Drehung der Indikatrix um $c = [001]$ für Zusammensetzungen bis ca. An_{35} praktisch keine Rolle spielt und erst im Gebiet der Andesine einsetzt. Die Ψ -Kurve verläuft im Gegensatz hierzu für den gesamten Variationsbereich mit ungefähr gleichmässiger Steigung, was bedeutet, dass die Drehung der Indikatrix um $n_x = Z'$ von Albit bis Anorthit ungefähr gleichmässig erfolgt. Die Θ -Kurve verhält sich in bezug auf ihren generellen Verlauf annähernd zentrosymmetrisch zur Φ -Kurve, d. h. die Drehung um die Knotenachse spielt nur eine Rolle von An_0 bis ca. An_{50} , um sich dann stark zu verlangsamen und ab An_{70} ca. sogar leicht rückläufig zu werden.

Es ist auffällig, dass die erwähnten, ausgeprägten Richtungsänderungen der Φ - und Θ -Kurven an An-Gehalte gebunden sind, welche auch auf Grund anderer optischer sowie struktureller Besonderheiten ausgezeichnet sind. Obwohl diese Zusammenhänge beim gegenwärtigen Stande unserer Kenntnisse noch nicht erklärt werden können, soll doch kurz darauf hingewiesen werden. So wird z. B. durch O. F. TUTTLE und N. L. BOWEN (1950) auf Grund struktureller Untersuchungen für das Intervall An_0 — An_{30} das Vorhandensein vollkommener Mischkristall-

bildung zwischen Ab und An auch für tiefe Temperaturen angenommen, während dies für höhere An-Gehalte nicht mehr zutreffend sein soll. In Übereinstimmung hiermit machte F. CHAYES (1950) auf eine auffällige Diskontinuität in der Abhängigkeit des Brechungsindex n_γ vom An-Gehalt im Gebiet von An_{30-35} aufmerksam. Allerdings trifft nach F. LAVES (1954) die Existenz homogener, auch bei tiefer Temperatur beständiger Mischkristalle nur bis zu einem An-Gehalt von ca. 5% zu, während für das Intervall An_5 bis An_{17} submikroskopische Entmischung in zwei Phasen von der Zusammensetzung An_0 und An_{30} zutrifft. Diese Verhältnisse sind wahrscheinlich bis zur Zusammensetzung An_{30} vorhanden. Nach S. H. CHAO und W. H. TAYLOR (1940) sowie W. F. COLE, H. SÖRUM und W. H. TAYLOR (1951) treffen ähnliche Verhältnisse auch für das Intervall An_{30-70} zu. Es sind also, wenn auch die Ansichten der verschiedenen Autoren z. T. etwas voneinander differieren, gerade die Zusammensetzungen An_{30} und An_{70} von Bedeutung, d. h. gerade diejenigen, für welche deutlich ausgeprägte Richtungsänderungen der Variationskurven der EULER-Winkel bemerkbar sind.

Aus den drei Kurven für die Variation der EULER-Winkel in Abhängigkeit vom An-Gehalt lassen sich nun durch Interpolation Φ , Ψ und Θ für beliebige Zusammensetzungen entnehmen, worauf die optische Orientierung durch einfache Rechnung oder Konstruktion erhalten werden kann. Es ist somit möglich, die Stereogramme für die optische Orientierung der Plagioklase für beliebig gewählte Intervalle des An-Gehaltes neu zu entwerfen und sich von den Willkürlichkeiten, wie sie das bis jetzt gehandhabte Verfahren der Interpolation zwangsläufig mit sich brachte, zu befreien. Bei einer Vermehrung der Unterlagen durch Neuuntersuchung von Plagioklasen in bezug auf Chemismus und optische Orientierung lässt eine Berechnung der EULER-Winkel sofort erkennen, ob sie sich in die auf Grund der bis jetzt bekannt gewordenen Typen bedingte Variation einfügen. Ist dies der Fall, so braucht nichts geändert zu werden, während im gegenteiligen Fall die notwendigen Berechnungen auf Basis des geänderten Kurvenverlaufs rasch gemacht sind und die Migrationskurven im betreffenden Abschnitt verbessert werden können.

Es ist eine verschiedentlich konstatierte Tatsache, dass bei Untersuchung chemisch analysierter Plagioklase, und zwar auch unter günstigsten Bedingungen, der An-Gehalt vermittelt der U-Tischmethoden weniger genau erhalten wird, als erwartet werden könnte. So fanden u. a. E. JÄGER und H. HUTTENLOCHER (1955) für den völlig frischen und einschlussfreien Bytownit aus dem Gabbro von Anzola d'Ossola (Prov. Novara, Italien) bei einer chemischen Zusammensetzung von An_{76} ver-

mittelst der U-Tischmethoden „überraschenderweise“ nur An_{70-76} . Weitere diesbezügliche Beispiele liessen sich leicht finden. In diesen Fällen, wie auch dort, wo die Bestimmungsstereogramme verschiedener Autoren auf verschiedene An-Gehalte führten, dürfte der Grund wohl vorwiegend in der bisher ausschliesslich gehandhabten, von Willkür nicht freien Art

Tabelle 3. *Einheitsvektoren in Richtung der Hauptschwingungsrichtungen der Tieftemperatur-Plagioklase, für Anorthitintervalle von 10% aus der Variation der Euler-Winkel berechnet*

		i	j	k	q	ρ
An_0	a_0	-0,9977	-0,0278	+0,0623	268,4	86,4
	b_0	+0,0505	+0,3111	+0,9495	9,2	18,3
	c_0	+0,0461	-0,9500	+0,3089	177,2	72,0
An_{10}	a_0	-0,9781	0	+0,2079	270,0	78,0
	b_0	+0,2041	+0,1908	+0,9601	46,9	16,2
	c_0	+0,0397	-0,9816	+0,1866	177,7	79,2
An_{20}	a_0	-0,9366	+0,0082	+0,3502	270,5	69,5
	b_0	+0,3502	-0,0031	+0,9367	90,6	20,5
	c_0	+0,0087	+0,9999	0	0,5	90,0
An_{30}	a_0	-0,8870	0	+0,4618	270,0	62,5
	b_0	+0,4480	-0,2419	+0,8607	118,4	30,6
	c_0	+0,1117	+0,9703	+0,2146	6,6	77,6
An_{40}	a_0	+0,8046	-0,0846	+0,5878	264,0	54,0
	b_0	+0,5740	-0,3646	+0,7332	122,4	42,8
	c_0	+0,1523	+0,9273	+0,3419	9,3	70,0
An_{50}	a_0	-0,6399	-0,1956	+0,7431	253,0	42,0
	b_0	+0,7400	-0,4175	+0,5273	119,4	58,2
	c_0	+0,2071	+0,8875	+0,4119	13,1	65,7
An_{60}	a_0	-0,5141	-0,2850	+0,8090	241,0	36,0
	b_0	-0,8221	-0,4329	+0,3699	117,8	68,3
	c_0	+0,2448	+0,8552	+0,4568	16,0	62,8
An_{70}	a_0	-0,3778	-0,4123	+0,8290	222,5	34,0
	b_0	+0,8688	-0,4674	+0,1635	118,3	80,6
	c_0	+0,3201	+0,7820	+0,5348	22,3	57,5
An_{80}	a_0	-0,3126	-0,4723	+0,8241	213,5	34,5
	b_0	+0,8670	-0,4963	+0,0444	119,8	87,5
	c_0	+0,3880	+0,7284	+0,5646	28,0	55,6
An_{90}	a_0	-0,2543	-0,5454	+0,7986	205,0	37,0
	b_0	-0,8734	+0,4841	+0,0524	299,0	87,0
	c_0	+0,4152	+0,6842	+0,5995	31,3	53,2
An_{100}	a_0	-0,1432	-0,6211	+0,7705	192,0	39,6
	b_0	-0,8944	+0,4146	+0,1680	294,9	80,3
	c_0	+0,4238	+0,6651	+0,6149	32,5	52,1

der Interpolation bei der Kalibrierung der Migrationskurven zu suchen sein.

Durch Interpolation mit Intervallen von 10% An erhält man für die Tieftemperatur-Plagioklasse die in Tabelle 2 zusammengestellten Werte für die EULER-Winkel.

Tabelle 2: *Interpolierte Euler-Winkel für die Tieftemperatur-Plagioklasse*

An%	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Φ	88,4°	90°	90,5°	90°	84°	73°	61°	42,5°	33,5°	25°	13,0°
Ψ	108,2°	101°	90°	76°	65°	52°	39°	17°	4,5°	-5°	-15,3°
Θ	86,4°	78°	69,5°	62,5°	54°	42°	36°	34°	34,5°	37°	39,6°

Aus ihnen berechnen sich nach (3) die 9 Richtungscosinus, durch welche die Lage der Indikatrix gegenüber dem Kristallgebäude festgelegt wird. Die Richtungswinkel ermöglichen die Darstellung in stereographischer Projektion.

Im folgenden sind in Tabelle 3 als Unterlagen zu weiteren Berechnungen die Einheitsvektoren a_0 , b_0 , c_0 in Richtung der drei Hauptschwingungsrichtungen n_α , n_β , n_γ angegeben sowie die GOLDSCHMIDT-Schen (φ , ρ)-Werte, wobei φ von (010) aus von 0° bis 360° gezählt wird. Die Darstellung in stereographischer Projektion zeigt Tafel I²⁾.

III. Hochtemperatur-Plagioklasse

Die Feststellungen, wie sie im vorhergehenden Abschnitt in bezug auf ungenügende Unterlagen für die Tieftemperatur-Plagioklasse gemacht wurden, treffen in noch vermehrtem Ausmasse auch für die Hochtemperaturformen zu. Wie die Zusammenstellung von Tabelle 4 zeigt, sind wir an Hand natürlicher Vorkommen nur über die Andesine und Labradore des Intervalls An_{35-54} genauer unterrichtet. Für dieses bestehen allerdings, vor allem dank der sorgfältigen Untersuchungen an den Plagioklassen von Linosa durch E. ERNST und H. NIELAND (1934), welche durch E. LEISEN (1934) teilweise nachgeprüft wurden, zahlreiche und gut übereinstimmende Beobachtungen. Ältere Untersuchungen von F. BECKE (1921) an den Andesinen von St. Raphael (Esterél) und Maeyamo (Japan) ordnen sich den Linosa-Feldspäten sehr gut ein. Saurere Glieder

²⁾ Die Tafel wurde durch dipl. ing. geol. ST. HAFNER auf Grund der in Tab. 3 und 7 angeführten (φ , ρ)-Werte unter Verwendung eines durch Herrn Kollegen F. KOBOLD, Direktor des Geodätischen Instituts der ETH freundlicherweise zur Verfügung gestellten Polarkoordinatographen gezeichnet. Beiden Herren möchte ich auch an dieser Stelle meinen besten Dank aussprechen.

sind in der Natur, wie zu erwarten, offenbar äusserst selten und daher nicht genauer untersucht. Auf zwei diesbezügliche Beispiele soll in der Folge zurückgekommen werden. Glücklicherweise verfügt man jedoch über genügend Daten von synthetischem Hochalbit (Analbit F. LAVES) nach O. E. TUTTLE und N. L. BOWEN (1950) sowie F. LAVES und U. CHAISSON (1950), welche mit solchen an genügend lang getemperten Tief-Albiten übereinstimmen, so dass für das Gebiet An_{0-35} interpoliert werden kann. Diese Interpolation scheint um so mehr gerechtfertigt, als eine Extrapolation ausgehend von den Andesinen in Richtung Albit umgekehrt auf Analbit führt. Ob die Verhältnisse im Gebiet der Oligoklase auf diese Weise richtig wiedergegeben werden, muss die Erfahrung lehren; vorläufig sei sie einmal im Sinne einer Arbeitshypothese zur Diskussion gestellt. Es sei jedoch schon an dieser Stelle bemerkt, dass die drei durch H. TERTSCH (1944) durch offenbar ungenügendes Tempern dargestellten Hochtemperatur-Plagioklase von der Zusammensetzung $An_{3,5}$, An_{17} und An_{26} nicht dem extrem ungeordneten Zustand entsprechen, sondern Zwischenformen darstellen.

Tabelle 4. *Hochtemperatur-Plagioklase*

Nr.	An%	Fundort	Φ	Ψ	Θ	Quelle
1	0	synthetisch	94,5°	109,4°	72,5°	F. LAVES und U. CHAISSON, J. Geol. 58 (1950) 584—592 O. E. TUTTLE und N. L. BOWEN, ibid. 572—583. Achsenpositionen interpoliert nach G. VAN DER KAADEN, Diss. Univ. Utrecht (1951) 19
2	35	Nishidiadamura, Japan	85,4°	66,5°	55,6°	A. ENGELS, Inaug. Diss. Univ. Bonn (1937) 21—24
3	35	Linosa (Präp. 1')	90,8°	68,7°	61,6°	E. ERNST und H. NIELAND, Tschem. Mitt. 46 (1934) 93—126
4	35,5	Linosa (Präp. 2')	91,5°	63,6°	61,1°	E. ERNST und H. NIELAND, Tschem. Mitt. 46 (1934) 93 bis 126
5	36	Linosa (Präp. 3')	90,9°	63,4°	60,4°	E. ERNST und H. NIELAND, Tschem. Mitt. 46 (1934) 93 bis 126
6	38	Maeyamo, Japan	89,5°	64,8°	60,4°	F. BECKE, Tschem. Mitt. 35 (1921) 31—46
7	40	St. Raphael, Estérel, Frankr.	86,8°	64,2°	57,1°	F. BECKE, Tschem. Mitt. 35 (1921) 31—46

Nr.	An%	Fundort	Φ	Ψ	Θ	Quelle
8	41	Linosa (Präp. 5')	86,9°	60,6°	55,4°	E. ERNST und H. NIELAND, loc. cit. (1934)
9	43,5	Linosa (Präp. 6')	86,9°	60,6°	55,1°	E. ERNST und H. NIELAND, loc. cit. (1934)
10	45	Linosa (Präp. 7')	83,0°	55,4°	51,5°	E. ERNST und H. NIELAND, loc. cit. (1934)
11	46	Linosa (Präp. 8' M)	83,3°	52,9°	50,4°	E. ERNST und H. NIELAND, loc. cit. (1934)
12	47,5	Linosa (Präp. 9')	81,8°	53,8°	48,5°	E. ERNST und H. NIELAND, loc. cit. (1934)
13	48,5	Linosa (Präp. 11')	75,5°	47,7°	44,2°	E. ERNST und H. NIELAND, loc. cit. (1934)
14	48,5	Linosa (Präp. 10' M)	76,6°	49,4°	45,1°	E. ERNST und H. NIELAND, loc. cit. (1934)
15	53	Linosa (Präp. 12')	67,4°	41,3°	39,8°	E. ERNST und H. NIELAND, loc. cit. (1934)
16	54	Linosa (Präp. 13')	63,7°	37,6°	37,9°	E. ERNST und H. NIELAND, loc. cit. (1934)
17	70	synthetisch	34,5°	6,0°	33,5°	H. TERTSCH, Tschemm. Mitt. 54 (1942) 202
18	80	synthetisch	28,8°	-0,3°	34,9°	H. TERTSCH, Tschemm. Mitt. 54 (1942) 202
19	90	synthetisch	21,7°	-7,3°	36,2°	H. TERTSCH, Tschemm. Mitt. 54 (1942) 202
20	95,5	Kamitsuki, Mijakeshima, Japan	18,0°	-9,4°	37,2°	E. LEISEN, Z. Kristallogr. 89 (1934) 66
21	100	synthetisch	21,4°	-8,6°	35,5°	L. DUPARC und M. GYSIN, Bull. Soc. Min. France 48 (1926) 1—14
22	100	synthetisch	18,1°	-9,4°	37,2°	H. TERTSCH, Tschemm. Mitt. 53 (1942) 59

Auch für das basische Ende der Serie ist man vorläufig weitgehend auf synthetisches Material angewiesen, wenn auch hier Hoffnung besteht, dass die Zukunft für diesen Bereich vermehrte Messungen an natürlichen Vorkommen bringen dürfte. Durch H. TERTSCH (1942) wurden die Typen mit 70, 80, 90 und 100% An dargestellt und optisch untersucht. Ausserdem liegen Messungen an einem durch A. BRUN dargestellten synthetischen Anorthit durch L. DUPARC und M. GYSIN (1926) vor. Als einzige natürliche Vorkommen mit einem An-Gehalt über 54% wurden zwei Anorthite von Mijakeshima (Japan) durch E. LEISEN (1934) optisch untersucht. Die Messungen zeigen, dass die chemische Zusammensetzung

offenbar für die beiden Präparate etwas differiert. Da neue Analysen nicht vorliegen, wurde hier versuchsweise dem Mittelwert der beiden Messungen ein An-Gehalt von 95,5% zugeschrieben, wie er für durch S. Kôzu (1914) untersuchte Kristalle vom gleichen Fundort festgestellt wurde. Dieses Vorgehen kann naturgemäss nicht befriedigen. Es schien jedoch angezeigt, auf diese Weise wenigstens ein natürliches Vorkommen für die basischen Hochtemperatur-Plagioklase in Betracht zu ziehen, da sonst die ganze Serie von An_{54} bis An_{100} als ausschliesslich durch synthetische Produkte belegt erscheinen würde. Die durch S. Kôzu am chemisch analysierten Material durchgeführten Messungen konnten leider nicht berücksichtigt werden, ebensowenig wie diejenigen desselben Autors an Kristallen des Tarumae, da sie insgesamt unter der Voraussetzung erfolgten, dass der optischen Achse B die gleiche Lage zukomme wie im Anorthit vom Vesuv. Diese Annahme trifft jedoch nicht zu, wie sich aus den neuen Messungen durch E. LEISEN (1934) ergibt. Die Verhältnisse der Anorthite bedürfen einer Neuabklärung auch aus anderen Gründen. Wie F. LAVES (1954) und F. LAVES und J. GOLDSMITH (1954, 1955) gezeigt haben, sind für die Anorthite bis zu einem Albit-Gehalt von ca. 3% Si und Al bei allen Temperaturen völlig geordnet, so dass eine eventuell konstaterbare Temperaturabhängigkeit der Optik nicht, wie bei den übrigen Plagioklasen, durch Si-Al-Ordnung bzw. -Unordnung gedeutet werden kann. Eine Möglichkeit der Unordnung besteht jedoch in bezug auf die Ca-Ionen. Diese ist jedoch anscheinend erst bei Temperaturen in unmittelbarer Nähe des Schmelzpunktes vollständig und sie kann nur durch rasche Abschreckung fixiert werden. Ihr Grad lässt sich aus der Unschärfe gewisser Röntgenreflexe abschätzen. Dieser Effekt ist bei basischen Plagioklasen bis maximal ca. 27% Ab wahrnehmbar. Bevor somit über die optischen Verhältnisse von Hochtemperatur-Bytowniten und Anorthiten etwas Definitives ausgesagt werden kann, müssen an optisch untersuchten Beispielen von bekannter chemischer Zusammensetzung zugleich röntgenographische Untersuchungen zur Charakterisierung des Grades der Unordnung der Ca-Ionen gemacht werden. Nur auf diese Weise wird es möglich sein, die optische Orientierung maximal ungeordneter Typen festzustellen und damit die eigentliche Hochtemperaturoptik basischer Plagioklase abzuklären. Die Differenzen in den Angaben für die beiden synthetischen Anorthite (DUPARC und GYSIN 1926, TERTSCH 1942) sind vielleicht auf verschiedene Abkühlungsbedingungen zurückzuführen. Diesbezügliche Angaben fehlen.

Fig. 5 zeigt die Variationskurve für die EULER-Winkel der in Tabelle 4 zusammengestellten Hochtemperatur-Plagioklase. Die Streuung

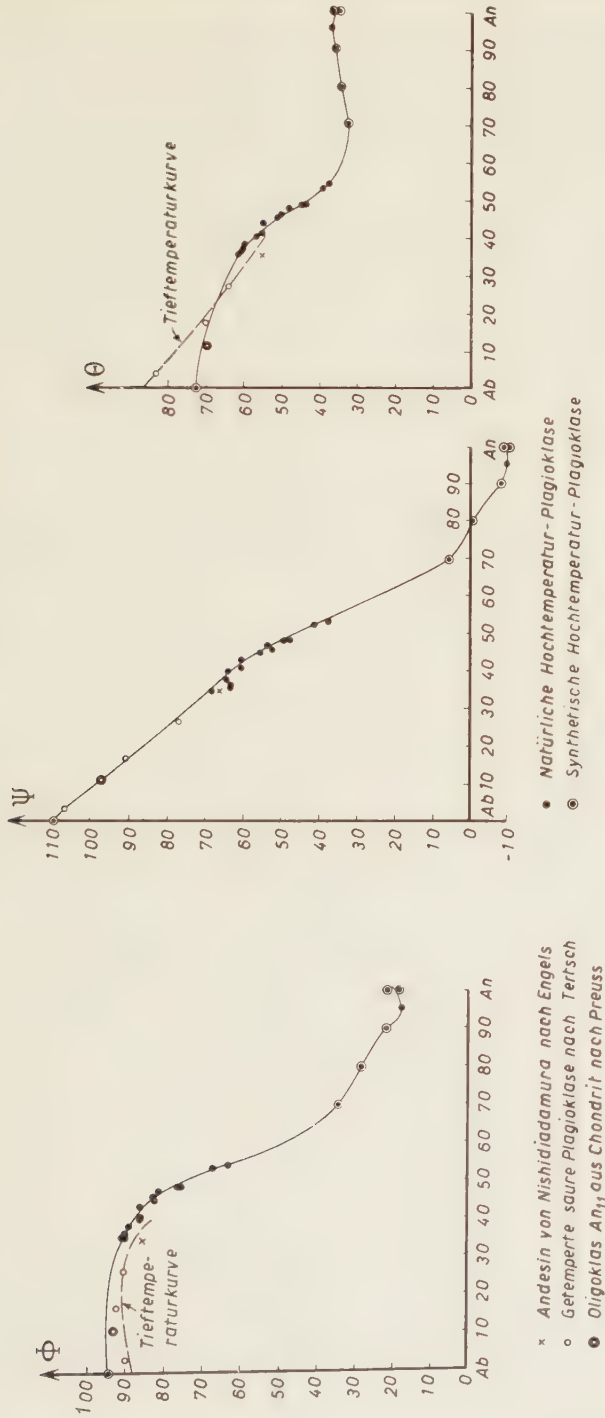


Fig. 5. Variation der EULER-Winkel in Abhängigkeit vom An-Gehalt für die Hochtemperatur-Plagioklase.

im Gebiet der Andesine und sauren Labradore ist eine sehr geringe und auch für das basische Ende lässt sich eine mittlere Kurve angeben, welche Interpolationen gestattet, bis man über neue, vermehrte Daten verfügt. Eine gewisse Unsicherheit besteht für das Gebiet um An_{70} , wo der Kurvenverlauf einzig durch den synthetischen Labrador-Bytownit dieser Zusammensetzung (H. TERTSCH 1942) bestimmt wird. Während der Θ -Wert plausibel erscheinen mag, konnte man vermuten, dass die Φ - und Ψ -Werte je um ca. 5—6 Einheiten zu hoch sind, und dass die Ausbuchtungen der entsprechenden Kurven vielleicht in Wirklichkeit weniger ausgeprägt sind. Hier können natürlich nur neue Messungen entscheiden. Es soll immerhin darauf hingewiesen werden, dass eine ähnliche Einbuchtung der Φ - und Ψ -Kurven auch bei den Tieftemperatur-Plagioklasen auftritt, wenn auch vielleicht etwas weniger ausgeprägt, und dass sie dort durch verschiedene Analysen belegt ist.

Ein besonderer Umstand, welcher für die Tieftemperatur-Plagioklasse ohne Bedeutung war, muss bei der Konstruktion von Bestimmungsdiagrammen für die Hochtemperatur-Formen beachtet werden. Da es sich bei den verschiedenen Formen nicht um verschiedene Modifikationen handelt, sondern um eine Folge des herrschenden Ordnungsgrades der Si- und Al- bzw. Ca-Ionen, so sind logischerweise auch Zwischenformen zu erwarten, wie sie durch eine mehr oder weniger vollkommene Ordnung bzw. Unordnung bedingt sein müssen. Es darf angenommen werden, dass diese durch eine zwischen der Tief- und der extremen Hochtemperaturoptik liegende optische Orientierung charakterisiert sind. Beispiele dieser Art sind in der Tat durch O. OFTEDAHL (1948), F. KARL (1954) und I. D. MUIR (1955) namhaft gemacht worden. Auch durch H. TERTSCH (1950) wurden drei schon kurz erwähnte, getemperte Plagioklasse mit den An-Gehalten 3,5, 17,0 und 26,5 beschrieben, welche aber offensichtlich Zwischenformen entsprechen. Aus der durch H. TERTSCH bestimmten optischen Orientierung berechnen sich folgende ETTLER-Winkel:

An%	Φ	Ψ	Θ
3,5	89,0°	106,4°	83,3°
17,0	92,7°	90,5°	70,5°
26,5	90,9°	76,7°	64,7°

Trägt man diese Werte in die Diagramme Fig. 5 ein, so ergeben sich einige bemerkenswerte Feststellungen. Währenddem die drei Ψ -Werte sehr gut auf der Hochtemperaturkurve liegen, ist dies für die Φ - und Θ -Werte nicht der Fall. In bezug auf die Φ -Kurve sind sie alle zu tief, wobei die $An_{3,5}$ und $An_{26,5}$ sogar Werte aufweisen, wie sie sich von Tief-

temperaturformen der gleichen Zusammensetzung nicht unterscheiden. An_{17} nimmt deutlich eine Mittelstellung ein. Ähnliche Verhältnisse ergeben sich für die Θ -Werte, welche für alle drei Beispiele sehr nahe der Tieftemperaturkurve liegen. Es zeigt sich somit, dass beim Übergang vom geordneten in den ungeordneten Zustand (Tempern von Tieftemperaturplagioklasen) die Drehung der optischen Indikatrix um die drei betrachteten EULER-Winkel nicht gleichzeitig einsetzt, sondern dass diejenige um den Winkel Ψ den andern vorausseilt. Das durch das TERTSCHsche Experiment realisierte Zwischenstadium ist somit dadurch charakterisiert, dass in bezug auf den Winkel Ψ bereits die extreme Hochtemperaturorientierung der optischen Indikatrix erreicht wurde, während in bezug auf die Winkel Φ und Θ die extreme Niedertemperaturform noch fast völlig erhalten blieb. Dieses unerwartete Ergebnis eröffnet interessante Perspektiven. Auf diesem Wege wird es beim Vorliegen eines grösseren und wohldefinierten Beobachtungsmaterials vielleicht einmal möglich sein, den Grad der Unordnung bzw. Ordnung auf rein optischem Wege abzuschätzen, wodurch sich eine willkommene Kontrolle der auf röntgenographischem bzw. infrarot-spektrographischem (F. LAVES und ST. HAFNER 1956) Wege gewonnenen diesbezüglichen Schlüsse ergeben würde.

Dass ähnliche Verhältnisse auch in der Natur vorkommen, zeigt der durch A. ENGELS (1937) chemisch und optisch untersuchte Andesin von Nishidiadamura (Japan, aus Ergussgestein), Nr. 2 in Tabelle 4. Auch hier entspricht der Ψ -Wert der Hochtemperaturform, während die Φ - und Θ -Werte zwar nicht genau auf den Tieftemperaturkurven, wohl aber in der Nähe derselben liegen. Vielleicht war die bei Einsprenglingen vulkanischer Gesteine immer vorhandene Zonarstruktur der Grund dafür, dass chemische und optische Daten einander nicht genau entsprechen. Ein um 2—3% höherer An-Gehalt würde die Übereinstimmung für alle drei Kurven bedeutend verbessern.

Durch I. D. MUIR (1955) wurden vier intermediäre Plagioklase aus hypoabyssischen Diabasen und Doleriten (z. H. Karroo-Doleriten) beschrieben, welchen auf Grund der Pollagen hinsichtlich der Hoch- bzw. Tieftemperatur-Migrationskurven ebenfalls eine Übergangsoptik zugeschrieben werden muss. Erhitzungsversuche bestätigten diese Auffassung, indem sie eine weitere Verlagerung der Indikatrix in Richtung der Hochtemperaturoptik ergaben, woraus hervorgeht, dass ursprünglich noch nicht die extreme Hochtemperaturorientierung vorgelegen hatte. Für vier chemisch analysierte Beispiele werden die mit der U-Tischmethode ermittelten Achsenpositionen in bezug auf eine Projektion auf die

Ebene | [001] (nicht auf (001), wie angegeben) gegeben, so dass sich die EULER-Winkel berechnen lassen (vgl. Tab. 5).

Tabelle 5

Nr.	Fundort	Anorthitgehalt			Φ	Ψ	Θ
		a)	b)	c)			
1	Andesin, aus Fe-reichem Diabas, Beaver Bay, Minnesota	42,8	39,3	44,1	85,2°	61,6°	54,2°
2	Andesin, aus Fe-reichem Dolerit, New Amalfi, S-Afrika (EH 52)	38,4	40,4	44,1	78,5°	53,5°	46,9°
3	Labrador, aus Quarzdolerit, New Amalfi, S-Afrika (EH 20)	48,3	46,7	50,4	71,2°	47,8°	41,5°
4	Labrador, aus Augit-Hypersthen-dolerit, New Amalfi, S-Afrika	53,4	51,6	55,1	60,4°	37,4°	36,3°

a) An-Gehalt in Gew.-%, aus der Analyse berechnet durch I. D. MUIR.

b) An-Gehalt in Äquivalent-%, entsprechend dem Verhältnis $\text{CaO} : \frac{1}{2} \text{Na}_2\text{O} : \frac{1}{2} \text{K}_2\text{O}$ aus der Analyse berechnet durch C. BURRI.

c) An-Gehalt aus der Lichtbrechung ermittelt durch I. D. MUIR.

Unter Berücksichtigung der unter b) gegebenen Äquivalent-%-An-Gehalte liegen die Projektionspunkte sämtlicher Analysen links der Variationskurven der EULER-Winkel, d. h. der optisch bestimmte An-Gehalt ist höher als der sich aus der chemischen Analyse ergebende. Der Grund für diese Diskrepanz dürfte wohl im Vorhandensein einer leichten Zonarstruktur liegen. Bei der U-Tischuntersuchung werden vorwiegend die mehr zentralen Partien betrachtet und die äusseren saureren Zonen anscheinend nicht erfasst. Die chemische Analyse des magnetisch separierten Materials wird jedoch durch deren Vorhandensein beeinflusst, auch wenn sie nur sehr dünn ausgebildet sind, da sie als periphere Bildungen volumenmässig in relativ bedeutendem Ausmasse am Aufbau des Individuums beteiligt sind. Nimmt man einen um ca. 3—5% höhern An-Gehalt an, ähnlich demjenigen, wie er sich aus der Lichtbrechung nach I. D. MUIR ergibt, so ist die Übereinstimmung mit den Kurven eine sehr gute. Die Bestimmung des An-Gehaltes aus der Lichtbrechung durch I. D. MUIR erfolgte offenbar nach den Kurven von F. CHAYES (1952), welche für Tieftemperatur-Plagioklase gelten. Da die entsprechenden Kurven für die Hochtemperaturformen etwas tiefer liegen (S. SCHWARZMANN 1956) und zu erwarten ist, dass sie für Zwischenformen ebenfalls eine mittlere Lage einnehmen, so dürfte der aus der Lichtbrechung ermittelte An-Gehalt noch etwas höher liegen als durch I. D. MUIR angegeben. Es soll nicht unerwähnt bleiben, dass die Tatsache,

dass die Lichtbrechungsbestimmung auf einen höhern An-Gehalt führt als die U-Tischbestimmungen, im Widerspruch zu den Konstatierungen von E. WENK (1955) steht.

Unter Annahme eines leicht erhöhten An-Gehaltes gestalten sich die Verhältnisse wie folgt:

Nr.	Angenommener	Φ	Ψ	Θ
	An-Gehalt			
1	44	H	T	über T
	39	T	H	T
2	45	T	H	T
3	51	HT	zw. H u. T	HT
4	55	H	H	H

H: Punkt liegt auf der Hochtemperaturkurve.

T: Punkt liegt auf der Tieftemperaturkurve.

Unter Annahme einer Zusammensetzung von An_{39} , entsprechend der chemischen Analyse, ergeben sich für 1, wie auch für 2, analoge Verhältnisse wie für den w. o. erwähnten Andesin von Nishidiadamura. Auch für 3 ergibt sich eine deutliche Zwischenstellung in bezug auf die optische Orientierung, während 4 Hochtemperaturoptik aufzuweisen scheint. Auch nach den Bestimmungen von I. D. MUIR liegen die Pole dieses Vorkommens sehr nahe den Hochtemperaturkurven. Infolge des unsicheren An-Gehaltes wurde darauf verzichtet, die vier Plagioklase in die Variationsdiagramme der EULER-Winkel einzutragen.

Hält man nach natürlichen, sauren Niedertemperatur-Plagioklassen Ausschau, so ergibt sich, dass das Material bis heute sehr bescheiden ist. Ein durch LARSEN und IRVING (1938) aus Quarzlatit des San Juan-Gebietes, Colorado, beschriebener Oligoklas von der Zusammensetzung An_{11} wird durch O. E. TUTTLE und N. L. BOWEN (1950) auf Grund seines Achsenwinkels den Hochtemperaturformen zugeteilt. Seine optische Orientierung ist jedoch nicht bekannt. Als einziges weiteres Beispiel ist nur noch ein Oligoklas von ebenfalls An_{11} aus einem Meteoriten (Chondrit) von Oldenburg bekannt, wie er durch E. PREUSS (1951) beschrieben wurde. Hier gelang es, die optische Orientierung mit der U-Tischmethode zu bestimmen, und es lassen sich aus den gegebenen Positionen für die Bisektrizen folgende EULER-Winkel berechnen:

Φ	Ψ	Θ
93,2°	97,1°	70,0°

Sie sind in Fig. 5 mit einer besonderen Signatur eingetragen und es zeigt sich, dass für die durch E. PREUSS auf Grund von Lichtbrechungs-

Tabelle 6. *Interpolierte Euler-Winkel für die Hochtemperatur-Plagioklasse*

An%	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
Φ	94,5°	95°	94,5°	93°	88°	75°	51°	34,5°	28,8°	21,7°	19,7°
Ψ	109,4°	98°	86°	73°	61°	47°	25°	6,0°	0,3°	7,3°	-9,0°
Θ	72,5°	71°	68°	64°	56°	43°	35	33,8	34,9°	36,2°	36,3°

Tabelle 7. *Einheitsvektoren in Richtung der Hauptschwingungsrichtungen der Hochtemperatur-Plagioklasse, für Anorthitintervalle von 10% aus der Variation der Euler-Winkel berechnet.*

		i	j	k	q	p
An ₀	a ₀	-0,9509	+0,0749	+0,3002	274,5°	72,5°
	b ₀	+0,3084	+0,3081	+0,9000	45,0°	25,8°
	c ₀	+0,0251	-0,9484	+0,3161	178,5°	71,6°
An ₁₀	a ₀	-0,9419	+0,0824	+0,3256	275,0°	71,0°
	b ₀	+0,3333	+0,1105	+0,9363	71,7°	20,6°
	c ₀	-0,0422	-0,9904	+0,1316	182,4°	82,4°
An ₂₀	a ₀	-0,9243	+0,0727	+0,3746	274,5°	68,0°
	b ₀	+0,3671	-0,0989	+0,9249	105,1°	22,3°
	c ₀	+0,1043	+0,9924	+0,0647	6,0°	86,3°
An ₃₀	a ₀	-0,8976	+0,0523	+0,4384	273,3°	64,0°
	b ₀	+0,4033	-0,3139	+0,8595	127,9°	30,8°
	c ₀	+0,1780	+0,9483	+0,2628	10,6°	74,8°
An ₄₀	a ₀	-0,8285	-0,0289	+0,5592	268,0°	56,0°
	b ₀	+0,5057	-0,4675	+0,7251	132,8°	43,5°
	c ₀	+0,2404	+0,8836	+0,4019	15,2°	66,3°
An ₅₀	a ₀	-0,6587	-0,1765	+0,7314	255,0°	43,0°
	b ₀	+0,6932	-0,5203	+0,4988	126,9°	60,1°
	c ₀	+0,2925	+0,8356	+0,4651	19,3°	62,3°
An ₆₀	a ₀	-0,4458	-0,3610	+0,8191	231,0°	35,0°
	b ₀	+0,8394	-0,4865	+0,2424	120,1°	76,0°
	c ₀	+0,3110	+0,7957	+0,5198	21,3°	58,7°
An ₇₀	a ₀	-0,3155	-0,4586	+0,8307	214,5°	33,8°
	b ₀	+0,8684	-0,4924	+0,0577	119,6°	86,7°
	c ₀	+0,3845	+0,7420	+0,5492	27,4°	56,7°
An ₈₀	a ₀	-0,2759	-0,5015	+0,8200	208,8°	34,9°
	b ₀	+0,8797	-0,4756	+0,0015	118,4°	89,1°
	c ₀	+0,3899	+0,7254	+0,5673	28,3°	55,4°
An ₉₀	a ₀	-0,2191	-0,5490	+0,8066	201,8°	36,2°
	b ₀	-0,8836	+0,4618	+0,0773	297,6°	85,6°
	c ₀	+0,4061	+0,6972	-0,5908	30,2°	53,8°
An ₁₀₀	a ₀	-0,1996	-0,5574	+0,8059	199,7°	36,3°
	b ₀	-0,8874	+0,4516	+0,0926	297,0°	84,7°
	c ₀	+0,4156	+0,6967	+0,5847	30,8°	54,2°

bestimmungen angenommene Zusammensetzung An_{11} eine sehr gute Übereinstimmung in bezug auf die Ψ - und Θ -Werte besteht, während der Φ -Wert etwas zu hoch liegt und dem Punkt eine Zwischenlage zwischen Hoch- und Tieftemperaturkurve zukommt.

In gleicher Weise, wie dies für die Tieftemperatur-Plagioklasse getan wurde, lässt sich auch hier in Intervallen von 10 zu 10% An interpolieren, wodurch man die Werte von Tab. 6 erhält.

Aus diesen Winkeln berechnen sich wiederum die Einheitsvektoren in Richtung der 3 Hauptschwingungsrichtungen, wie sie in Tabelle 7 zusammengestellt sind und als Grundlage zu weiteren Berechnungen dienen. Das Stereogramm der Migrationskurven kann auf Grund der Richtungswinkel oder der ebenfalls angegebenen (φ, ρ) -Werte gezeichnet werden und ist in Tafel I dargestellt.

IV. Kurzer Vergleich der Tief- und Hochtemperaturoptik

Allgemeines

Die optische Orientierung für Hoch- und Tieftemperatur-Plagioklasse für An-Intervalle von je 10% geht aus dem Stereogramm | [001] (Tafel I) hervor. Der allgemeine Kurvenverlauf entspricht mit einigen geringen Abweichungen der früheren Darstellung durch G. VAN DER KAADEN (1951) bzw. für die Tieftemperaturformen durch M. REINHARD (1931), was in Anbetracht der zum grössten Teil gleichen Unterlagen auch zu erwarten war. Was jedoch deutlicher als bisher hervortritt, ist der Umstand, dass die Örter gleichen An-Gehaltes für Hoch- und Tieftemperatur auch dort, wo die Migrationskurven weitgehend zusammenfallen, nicht übereinstimmen. Es ist somit klar ersichtlich, dass man unrichtige Resultate erhalten würde, wenn man z. B. für einen Hochtemperatur-Plagioklas, für welchen die Pole der drei Hauptschwingungsrichtungen annähernd auf die Tieftemperaturkurven zu liegen kommen, den An-Gehalt gemäss deren Kalibrierung ablesen würde. Dies tritt u. a. besonders deutlich für die Kurven für n_x hervor. Diese verlaufen eng benachbart, wobei sich die Hochtemperaturkurve über ca. 68 erstreckt, die Tieftemperaturkurve jedoch über ca. 79. Ausserdem sind die je 10% An entsprechenden Abschnitte nicht nur für die beiden Kurven von unterschiedlichen Beträgen, sondern diese wechseln auch noch im Verlauf der einzelnen Kurven. Aber auch für die n_y -Kurven, welche sowohl in bezug auf allgemeinen Verlauf wie auf Längserstreckung nur geringe Unterschiede aufweisen, fallen die Örter gleichen An-Gehaltes durchaus nicht zusammen. Die n_β -Kurven zeigen im Gebiet der Andesine und Labradore

eine grössere Abweichung voneinander. Für die basischen Plagioklase mit $An > 70\%$ verlaufen die n_β -Kurven zwar wieder eng benachbart, ihre Kalibrierung ist jedoch eine stark unterschiedliche, was bei der Benutzung der (010)-Migrationskurve zu Bestimmungszwecken zu beachten ist.

E. Anmerkung für die Praxis der Plagioklasbestimmung

I. Zur Unterscheidung von Hoch- und Tieftemperaturplagioklasen an Hand der Zwillingsoptik

Durch F. BECKE wurde seinerzeit (F. BECKE 1906) vorgeschlagen, die Winkel, welche korrespondierende optische Richtungen, vor allem die optischen Achsen, in Plagioklaszwillingen miteinander bilden, zur Bestimmung des An-Gehaltes zu benützen. Da zu ihrer Ermittlung die mikrokonoskopische Methode benützt wurde, war das Vorhandensein geeigneter Schnittlagen eine nicht immer im gewünschten Ausmasse realisierte Bedingung für die Durchführung der Bestimmung. Mit Einführung der U-Tischmethoden erweiterten sich die Möglichkeiten jedoch bedeutend, weshalb die entsprechenden Bestimmungskurven durch L. DUPARC und M. REINHARD (1924) in erweiterter Form neu gezeichnet wurden. Einen weiteren Ausbau erfuhr die Methode durch A. KÖHLER (1941), als dieser Autor zeigen konnte, dass sich einige dieser Winkel zur Unterscheidung von Hoch- und Tieftemperaturoptik gut eignen. Dabei wurden neben der Abhängigkeit der Winkel der optischen Achsen in Zwillingen vor allem auch diejenigen der Hauptschwingungsrichtungen in Betracht gezogen und in Form von Bestimmungskurven dargestellt. Durch A. KÖHLER (1941) und bald darauf durch H. TERTSCH (1942a) wurden die Verhältnisse der Hochtemperaturoptik zunächst nur für den jeweils bekannten Bereich der Gesamtvariation dargestellt. Im folgenden sollen diese Angaben für die sauren Plagioklase ergänzt werden, so wie sie sich auf Grund der w. o. durchgeführten Interpolation zwischen Hochalbit und natürlichen Andesinen aus vulkanischen Gesteinen auf Grund der EULER-Winkel ergeben. Ob auf diese Weise die Verhältnisse richtig dargestellt werden, muss die zukünftige Erfahrung lehren. Natürliche Hochtemperatur-Plagioklase sind bekannt, wenn auch bis jetzt nur in geringer Zahl. Der Grund hierfür dürfte u. a. darin liegen, dass rasch abgeschreckte vulkanische Gesteine, welche in erster Linie als Muttergestein in Betracht kommen, im allgemeinen relativ glasreich sind. In solchen Gesteinen sind jedoch meist zur Zeit der Erstarrung nur relativ An-reiche Mischglieder ausgeschieden, während sich die Ab-reicheren

Komponenten okkult im Glas befinden. Sind diese auch zur Auskristallisation gelangt, so ist damit eine Tendenz zu mehr holokristalliner Kristallisation verbunden, welche infolge der damit verbundenen langsameren Abkühlung der Fixierung der Hochtemperaturoptik weniger günstig ist.

Die Winkel zwischen den Hauptschwingungsrichtungen verzwillingter Plagioklase lassen sich für das Albit-, Karlsbader und Roc Tourné-Gesetz aus den in Tab. 3 bzw. 7 zusammengestellten Einheitsvektoren auf sehr einfache und elegante Weise berechnen. Dabei soll, wie seit A. MICHEL-LÉVY allgemein üblich, die zu einer beliebigen Richtung R_1 im Ausgangsindividuum korrespondierende Richtung im Albitzwilling mit R_1' , im Karlsbader mit R_2 und im Roc-Tourné-Zwilling mit R_2' bezeichnet werden. Ist R_1 in Fig. 6 in stereographischer Projektion der Pol einer derartigen beliebigen Richtung im Ausgangsindividuum, so bringt ihn eine Drehung von 180° um die Y-Achse (=ZA des Albitgesetzes) nach S auf der unteren Halbkugel. Auf der im allgemeinen allein betrachteten oberen Halbkugel entspricht ihm der auf dem gleichen Grosskreis und zugleich auf dem durch S verlaufenden Kugeldurchmesser liegende Pol R_1' , welcher zu R_1 spiegelbildlich in bezug auf die X-Achse (=Spur der Zwillingsebene des Albitgesetzes) angeordnet erscheint.

Eine Drehung von 180° um Z (=ZA des Karlsbader Gesetzes) bringt R_1 nach R_2 , welches auf der oberen Halbkugel liegt. Gleichermaßen bringt eine Drehung von 180° um X (=ZA des Roc Tourné-Gesetzes) den Pol R_1 nach T auf der unteren Halbkugel, wobei ihm auf der oberen der wiederum auf dem gleichen Grosskreis und einem durch T ver-

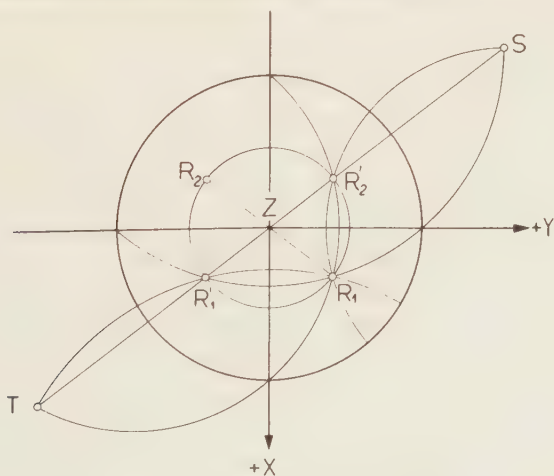


Fig. 6. Konjugierte Pole korrespondierender Richtungen in Albit-, Karlsbad- und Roc Tourné-Zwillingen.

laufenden Kugeldurchmesser liegende Pol R_2' entspricht. Die vier „kongjugierten Pole“ (A. MICHEL-LÉVY, 1894) korrespondierender Richtungen in Albit-, Karlsbad- und Roc Tourné-Zwillingen sind somit, wie die Figur zeigt, in stereographischer Projektion in bezug auf die X- bzw. Y- und Z-Achse symmetrisch angeordnet. Dabei entsprechen diese Achsen den Zwillingssachsen der drei in Betracht gezogenen Zwillingsgesetze bzw. den Spuren der Zwillingsebenen.

Sind die interessierenden Richtungen durch ihre Einheitsvektoren in bezug auf das System XYZ gegeben, so lassen sich die korrespondierenden Vektoren in verzwillingten Individuen sofort anschreiben, und die durch sie gebildeten Winkel lassen sich als skalare Produkte berechnen. Da die Koordinaten der Vektoren absolut genommen gleich gross sind und nur in bezug auf das Vorzeichen differieren, ist die Berechnung der skalaren Produkte unter Verwendung einer Tafel der Quadratzahlen sehr einfach. Für das Albit-Gesetz ($ZA=Y$) ergibt sich auf diese Weise:

$$\begin{aligned} \mathfrak{R}_1 &= \pm x_1 i \pm y_1 j + z_1 k \\ \mathfrak{R}_1' &= \pm x_1 i \mp y_1 j + z_1 k \end{aligned} \quad \cos(\mathfrak{R}_1 \mathfrak{R}_1') = \pm x_1^2 \mp x^2 y_1^2 \pm z_1^2$$

Für das Karlsbader Gesetz:

$$\begin{aligned} \mathfrak{R}_1 &= \pm x_1 i \pm y_1 j + z_1 k \\ \mathfrak{R}_2 &= \mp x_1 i \mp y_1 j + z_1 k \end{aligned} \quad \cos(\mathfrak{R}_1 \mathfrak{R}_2) = \mp x_1^2 \mp y_1^2 \pm z_1^2$$

Für das Roc-Tourné-Gesetz:

$$\begin{aligned} \mathfrak{R}_1 &= \pm x_1 i \pm y_1 j + z_1 k \\ \mathfrak{R}_2 &= \mp x_1 i \pm y_1 j + z_1 k \end{aligned} \quad \cos(\mathfrak{R}_1 \mathfrak{R}_2') = \mp x_1^2 \pm y_1^2 \pm z_1^2$$

Die cos der Winkel der Hauptschwingungsrichtungen verzwillingter Plagioklase lassen sich somit für die drei betrachteten Zwillingsgesetze durch die Quadratsummen der Koordinaten der Einheitsvektoren der betreffenden Richtung im Ausgangsindividuum darstellen. Dabei ist das der Richtung der Zwillingssachse entsprechende quadratische Glied mit entgegengesetztem Vorzeichen zu nehmen. Je nach der Zeichenwahl erhält man den spitzen oder den stumpfen Winkel. Für die systematische Darstellung der Resultate ergeben sich verschiedene Möglichkeiten. Um den Anschluss an die durch A. KÖHLER (1941) und H. TERTSCH (1942a) gegebenen Diagramme zu ermöglichen, wird hiermit der Vorschlag dieser Autoren befolgt, d. h. für das Albit- und das Roc Tourné-Gesetz wird der über (010) gemessene, für das Karlsbader Gesetz der über die c-Achse gemessene Winkel betrachtet. Die Resultate der Rechnung sind in Tab. 8 und 9 zusammengestellt. Es wurde darauf verzichtet, die

Tabelle 8. Winkel der Bisektrizen verzwillingter Plagioklase

Albit-Gesetz $\angle (n_{\alpha_1} n_{\alpha_1}')$

An%	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
TT	176,9°	179,2°	178,8°	180,5°	170,3°	157,5°	146,9°	132,3°	123,6°	113,9°	76,8°
HT	171,4°	170,5°	171,6°	174,3°	176,6°	160,9°	137,7°	125,4°	119,8°	113,4°	112,2°

Albit-Gesetz $\angle (n_{\gamma_1} n_{\gamma_1}')$

TT	36,4°	22,0°	1,3°	28,0°	44,0°	54,9°	62,4°	77,1°	86,5°	86,4°	96,6°
HT	37,0°	15,9°	14,1°	36,8°	55,8°	66,7°	74,6°	84,2°	87,0°	88,4°	91,7°

Karlsbader-Gesetz $\angle (n_{\alpha_1} n_{\alpha_2})$

TT	7,1°	24,0°	41,0°	55,0°	72,0°	96,0°	108,0°	112,0°	111,0°	106,0°	95,0°
HT	34,9°	38,0°	44,0°	52,0°	68,0°	94,4°	110,0°	112,3°	110,2°	107,5°	107,4°

Karlsbader-Gesetz $\angle (n_{\gamma_1} n_{\gamma_2})$

TT	36,0°	21,5°	0,9°	24,8°	40,0°	48,6°	54,4°	64,7°	68,8°	73,3°	75,9°
HT	36,9°	15,1°	7,5°	30,3°	47,4°	55,4°	62,6°	66,6°	69,1°	72,4°	71,6°

Roc Tourné-Gesetz $\angle (n_{\alpha_1} n_{\alpha_2}')$

TT	172,2°	156,0°	138,9°	125,0°	107,1°	79,6°	61,9°	44,4°	36,5°	29,5°	16,5°
HT	143,9°	140,8°	135,1°	127,6°	111,9°	82,0°	52,9°	36,8°	32,0°	25,3°	23,0°

Roc Tourné-Gesetz $\angle (n_{\gamma_1} n_{\gamma_2}')$

TT	5,2°	4,6°	1,3°	12,8°	17,5°	23,9°	28,3°	37,3°	45,7°	49,1°	50,1°
HT	2,9°	4,8°	12,0°	20,2°	27,8°	34,0°	36,2°	45,2°	45,9°	47,9°	49,1°

Tabelle 9. Winkel der optischen Achsenebenen verzwillingter Plagioklase

Albit-Gesetz $\angle (n_{\beta_1} n_{\beta_1}')$

An%	0	10	20	30	40	50	60	70	80	90	100
TT	36,2°	22,0°	0°	28,0°	42,8°	49,5°	51,3°	55,7°	59,5°	57,9°	49,0°
HT	35,9°	12,7°	8,6°	36,6°	55,7°	62,7°	58,2°	59,0°	56,8°	55,0°	53,7°

Karlsbader-Gesetz $\angle (n_{\beta_1} n_{\beta_2})$

TT	36,6°	32,5°	41,0°	61,2°	87,5°	116,4°	136,6°	161,2°	174,9°	174,0°	160,7°
HT	51,7°	41,1°	44,0°	61,5°	87,0°	120,2°	151,9°	173,3°	179,2°	171,1°	169,4°

Roc Tourné-Gesetz $\angle (n_{\beta_1} n_{\beta_2}')$

TT	174,7°	156,5°	139,0°	126,8°	109,9°	84,5°	69,4°	59,4°	59,8°	58,3°	53,1°
HT	140,5°	141,1°	137,6°	132,0°	119,2°	92,2°	65,8°	59,4°	56,8°	55,8°	54,9°

TT = Tieftemperatur HT = Hochtemperatur

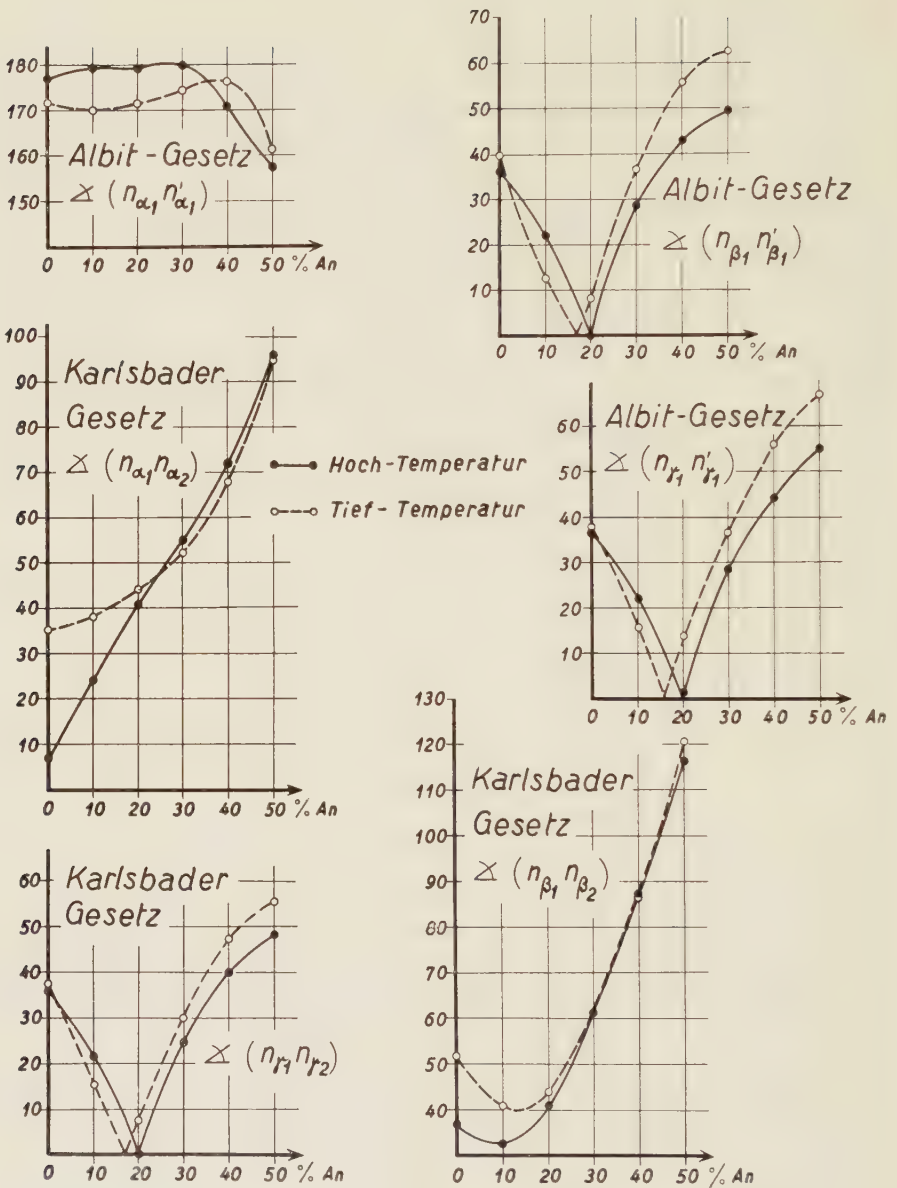


Fig. 7. Winkel der Bisektrizen für nach Albit-, Karlsbad- und Roc Tourné-Gesetz verzwilligte saure Tief- und Hochtemperatur-Plagioklasse.

Kurven für den ganzen Variationsbereich zu zeichnen, weil sich für den intermediären und basischen Abschnitt keine prinzipiellen Unterschiede gegenüber den Kurven von A. KÖHLER und H. TERTSCH ergeben, da ja die benutzten Unterlagen dieselben sind. Geringfügige Unterschiede beruhen auf der Interpolation an Hand der EULER-Winkel an Stelle einer solchen der für die einzelnen Typenplagioklasse berechneten Werte sowie auf der Verwendung einer anderen Orientierung für den Hoch-Anorthit (Mittel aus den Messungen von DUPARC-GYSIN und TERTSCH). Es zeigt sich, dass einige dieser Kurven sehr wohl zur Unterscheidung saurer Hoch- und Tieftemperatur-Plagioklasse Verwendung finden können. Ihre Bewährung muss sich aus der Praxis ergeben (Fig. 7 und 8).

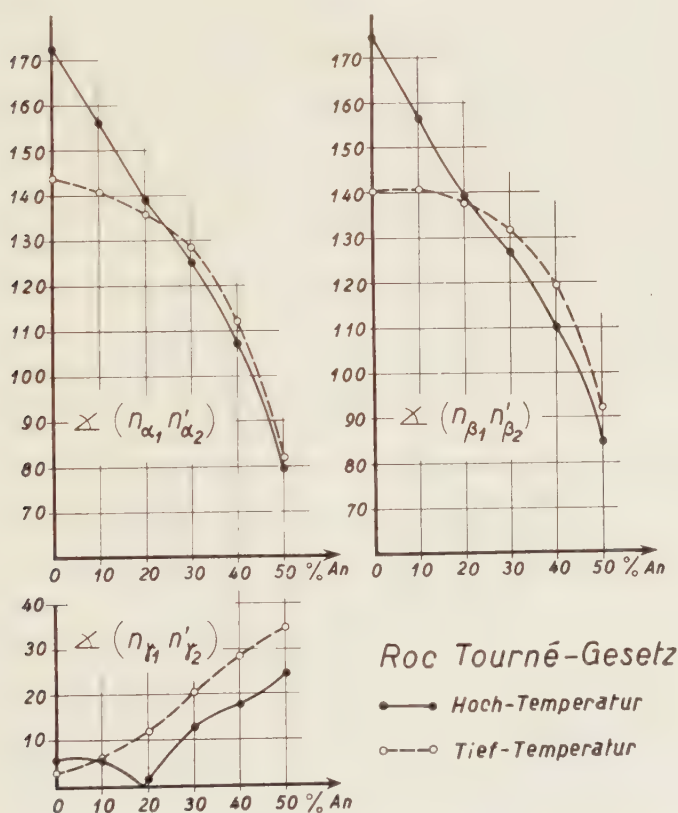


Fig. 8. Winkel der optischen Achsenebenen für nach Albit-, Karlsbad- und Roc Tourné-Gesetz verzwilligte saure Tief- und Hochtemperatur-Plagioklasse.

II. Direkte Verwendung der Euler-Winkel zur Plagioklasbestimmung

Bei den klassischen U-Tischmethoden wird die Orientierung der Indikatrix zum Kristallgebäude direkt eingemessen und daraus, durch Vergleich mit empirisch aufgestellten Bestimmungstereogrammen, auf den An-Gehalt geschlossen. Als kristallographische Bezugselemente verwendet man hierbei entweder direkt einmessbare Spalt- oder Verwachsungsebenen, seltener auch Wachstumsflächen bzw. die dazu normalen Richtungen, oder auch konstruierte Zwillingselemente. Da die direkte Einmessung von Spalt- oder Verwachsungsflächen in hohem Masse von der Güte ihrer Ausbildung sowie vom Fehlen von Vizinalbildungen abhängig ist, ist sie meistens mit einem gewissen Fehler behaftet. Man bevorzugt daher im allgemeinen konstruierte Zwillingselemente, um so mehr als damit neben dem An-Gehalt zugleich auch das Zwillingsgesetz ermittelt werden kann. Legt man auf dieses keinen Wert und will man sich mit der Feststellung des An-Gehaltes begnügen, lassen sich auch die EULER-Winkel bzw. ihre Variationskurven in Abhängigkeit des An-Gehaltes direkt zur Bestimmung verwenden. Dabei ergeben sich zugleich auch Kriterien für die Unterscheidung von Hoch- und Tieftemperatur-optik bzw. für die Konstatierung von Zwischenformen.

Für die Anwendung dieser Methode ist es notwendig, dass von den drei zu Achsen des morphologischen Bezugssystems gewählten Richtungen: $X = \begin{smallmatrix} \perp [010] \\ (010) \end{smallmatrix}$, $Y = \perp (010)$, $Z = [001]$ mindestens zwei einmessbar bzw. konstruierbar sind, worauf sich die dritte aus der stereographischen Projektion als Pol des durch die beiden ersten verlaufenden Grosskreises ergibt. X wird direkt als ZA von Roc Tourné-Zwillingen erhalten. Dabei brauchen diese nicht im Sinne der üblichen Definition von Zwillingselementen vorhanden zu sein, d. h. sie brauchen nicht in unmittelbarem Kontakt miteinander zu stehen. Es genügt vielmehr, wenn in einem komplizierten Zwillingstock zwei Individuen vorhanden sind, welche gegenseitig diese Stellung aufweisen, so dass die ZA konstruiert werden kann. Y ist ZA von Albit-Zwillingen oder Normale von einmessbaren Spalt- bzw. Verwachsungsebenen (010). Z kann als ZA von Karlsbader Zwillingen konstruiert werden. Beim Fehlen von Karlsbader Zwillingen kann unter Umständen die Richtung $Z=c$ unter Zuhilfenahme zusätzlicher kristallographischer Daten, welche sich aus den Angaben von SCHMIDT und WÜLFING interpolieren lassen, erhalten werden. Diesbezügliche Beispiele wurden bereits anlässlich der Zusammenstellung der Daten über die Tieftemperatur-Plagioklasse diskutiert.

Die Konstruktion der EULER-Winkel ist selbstverständlich nicht an

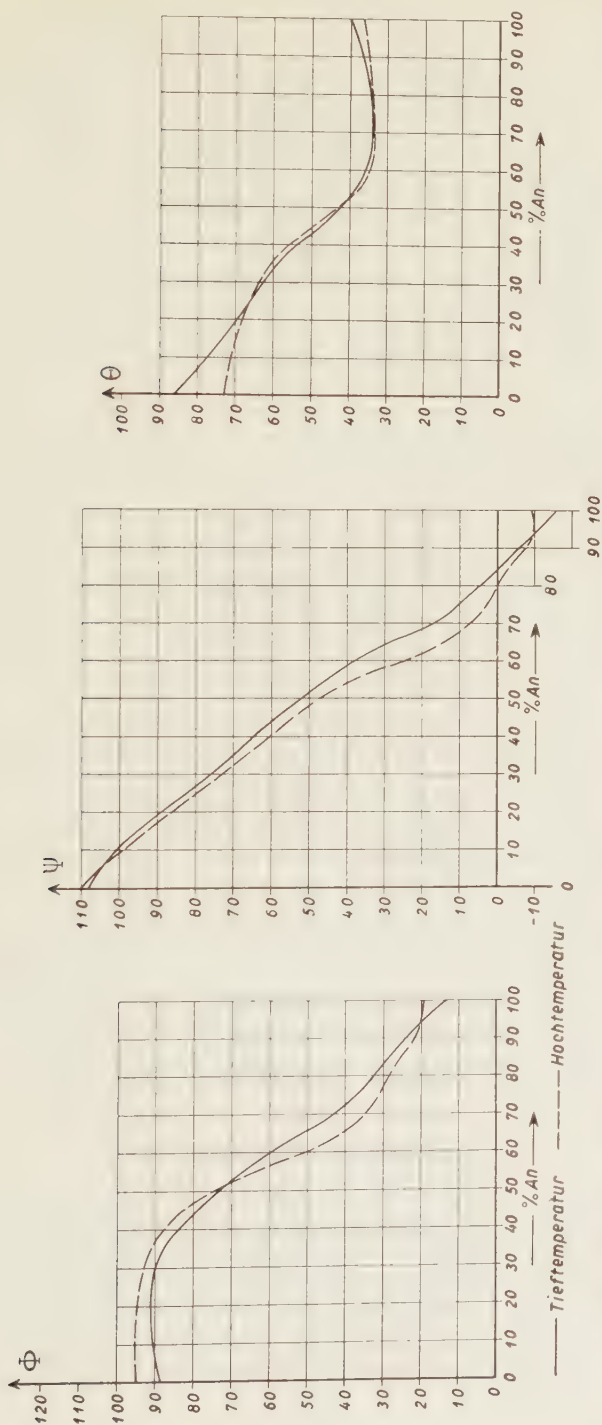


Fig. 9. Vergleich der Variation der Euler-Winkel in Abhängigkeit vom An-Gehalt für Tief- und Hochtemperatur-Plagioklasse.

die Orientierung der Projektionsebene $\perp [001]$ gebunden. Der Ausstrichspunkt der Knotenachse T wird als Schnittpunkt des zu $[001]$ normalen Grosskreises mit dem dem Indikatrixhauptschnitt $n_\beta n_\gamma = X'Y'$ entsprechenden erhalten. Die gesuchten EULER-Winkel lassen sich darauf wie folgt unmittelbar ablesen: $\Phi = (T, X)$, $\Psi = (T, X') = (T, n_\beta)$, $\Theta = (Z, Z') = (Z, n_\alpha)$. Da bei nach dem Albit-, Karlsbader bzw. Roc Tourné-Gesetz verzwillingten Individuen die n_α -Richtungen im Sinne von A. MICHEL-LÉVY zueinander konjugiert sind, gilt auch dass $2\Theta = (n_\alpha, n_{\alpha 2}) = (n_\alpha', n_{\alpha 2}')$. Da auch die Ausstichpunkte der Knotenlinie T zueinander konjugiert sind, gilt ferner $2\Phi = (T, T') = (T_2, T_2')$. Hieraus ergeben sich willkommene Möglichkeiten zur Kontrolle oder Mittelwertbildung bei weniger sicheren Messungen.

Beim Vorliegen eines Plagioklases mit extremer Tief- bzw. Hochtemperaturoptik müssen sämtliche drei EULER-Winkel auf denselben An-Gehalt führen, worin eine weitere Kontrolle liegt und eventuelle Zweideutigkeiten in bezug auf das Vorzeichen von Ψ geklärt werden können. Macht man die Wahrnehmung, dass bei sonst zuverlässig erscheinenden Messungen dies nicht der Fall ist, so liegt eine Zwischenform zwischen extremer Tief- und Hochtemperaturform vor, wie dies w. o. für die durch H. TERTSCH beschriebenen, ungenügend getemperten sauren Plagioklase diskutiert wurde. Durch die EULER-Winkel wird in solchen Fällen eine Charakterisierung derartiger teilweise geordneter bzw. ungeordneter Zustände ermöglicht, welche auf die gebräuchlichen Bestimmungsdiagramme bzw. Migrationskurven nicht „stimmen“. (C. BURRI 1956). Es scheint, dass derartige Zwischenformen häufiger sind als bisher vermutet wurde. Zur völligen Ausschöpfung der sich auf diese Weise ergebenden Möglichkeiten sind jedoch noch röntgenographische und infrarot-spektrographische (F. LAVES und St. HAFNER, 1956) Paralleluntersuchungen notwendig. Fig. 9, welche die Variationskurven der EULER-Winkel für Hoch- und Tieftemperatur in einer Darstellung bereinigt zeigt, leistet für die Interpretation von Messresultaten gute Dienste.

F. Benützte Literatur

- BARBER, C. T. (1936): The tertiary igneous rocks of the Pakokku district and the Salingyi Township of the Lower Chindwin district, Burma, with special reference to the determination of the feldspars by the Fedorow method. Mem. Geol. Surv. India 68, 121—292.
- (1936a): The effect of heat on the optical orientation of plagioclase feldspars. Min. Mag. 24, 343—352.

- BARTH, T. F. W. (1928): Die Symmetrie der Kalifeldspäte. *Fortschr. Min. etc.* 13, 31—35.
- (1931): Permanent changes in the optical orientation of feldspars exposed to heat. *Norsk. Geol. Tidskr.* 12, 57—72.
- (1934): Polymorphic phenomena and crystal structure. *Am. J. Sc.* 27, 273—286.
- BECKE, F. (1895): Bestimmung kalkreicher Plagioklase durch die Interferenzbilder von Zwillingen. *Tscherm. Mitt.* 14, 415—442.
- (1900): Die optische Orientierung des Albites von Amelia, Virginia. *Tscherm. Mitt.* 19, 321—335.
- (1906): Zur Physiographie der Gemengteile der krystallinen Schiefer. *Denkschr. Math. Phys. Kl. k. k. Akad. Wiss. Wien* 75, 97—151.
- (1921): Die optischen Eigenschaften einiger Andesine. *Tscherm. Mitt.* 35, 41—46.
- BEREK, M. (1924): Mikroskopische Mineralbestimmung mit Hilfe der Universal-drehtischmethoden. Berlin, Bornträger, 168 S., 7 Taf.
- BRADLEY, O. (1955): An investigation of high-temperature optics in some naturally occurring plagioclases. *Min. Mag.* 30, 227—245.
- BURRI, C. (1950): Anwendung der Vektorrechnung auf einige häufig auftretende kristalloptische Probleme. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 30, 258—303.
- (1956): Optische Charakterisierung von zwischen Hoch- und Tieftemperaturform gelegenen Übergangsstadien bei Plagioklasen. *Z. Krist.* (i. Druck).
- (1956a): Versuch einer Darstellung der thermischen Dispersion der Plagioklasoptik. (Erscheint in *Z. Krist.*)
- CHAO, S. H. and TAYLOR, W. H. (1940): Isomorphous replacement and superlattice structure in the plagioclase feldspars. *Proc. R. Soc. London (A)* 176, 76—87.
- CHAYES, F. (1950): On the relation between anorthite content and γ -index of natural plagioclase. *J. Geol.* 58, 593—595.
- (1952): Relation between composition and indices of refraction in natural plagioclase. *Am. J. Sc. (Bowen Vol.)* 85—105.
- CHUDOBA, K. (1925): Die optische Orientierung des Albites von Rischuna (Schweiz). *Tscherm. Mitt.* 38 (Festband BECKE) 88—99.
- CHUDOBA, K. und JAKOB, J. (1933): Über den Labrador von Tamatave. *C. B. f. Min. etc. (A)* 1—9.
- COLE, W. F., SÖRUM, H. and TAYLOR, W. H. (1940): The structures of the plagioclase feldspars. I. *Acta Cryst.* 4, 20—29.
- DUPARC, L. et REINHARD, M. (1923): Les méthodes de Fédorof et leur application à la détermination des plagioclases. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 3, 1—74.
- (1924): La détermination des plagioclases dans les coupes minces. *Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève* 40, fasc. 1, 149 S., 13 Taf.
- DUPARC, L. et GYSIN, M. (1926): Sur les propriétés optiques de l'anorthite synthétique et sur les résultats comparés donnés par les différentes méthodes de détermination des plagioclases. *Bull. Soc. Min. France* 48, 1—14.
- ENGELS, A. (1937): Chemismus und optische Orientierung kalihaltiger Plagioklase. *Inaug. Diss. Univ. Bonn. Bielefeld*, 44 S.
- ERNST, E. (1926): Die optischen Eigenschaften des Andesins von Bodenmais. *Sitz. Ber. Heidelberger Akad. Wiss. Math. Natw. Kl.* 5. Abh.
- ERNST, E. und NIELAND, H. (1934): Plagioklase von Linosa, ein Beitrag zur Anemousitfrage. *Tscherm. Mitt.* 46, 93—126.

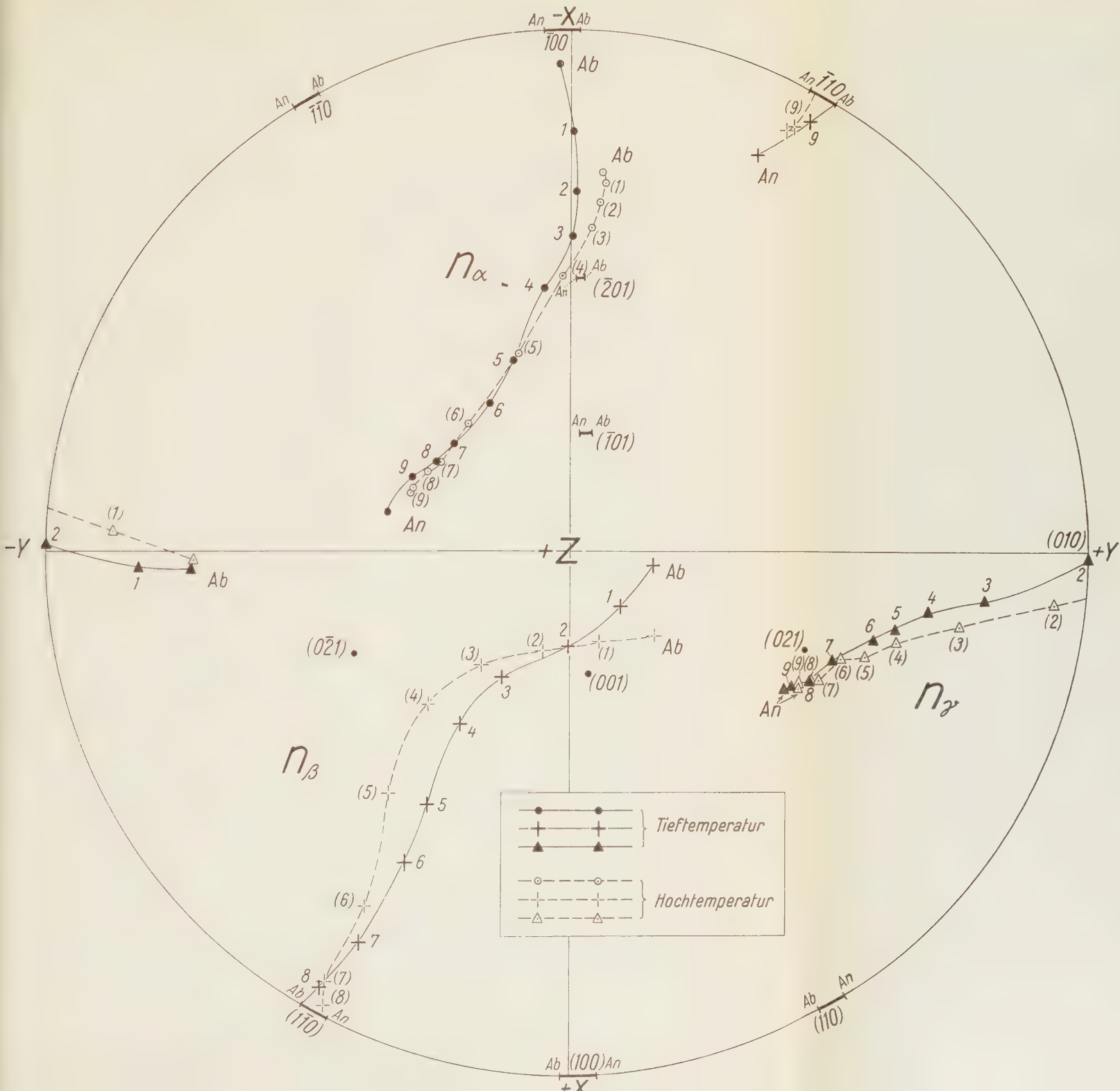
- EULER, L. (1748): *Introductio in Analysin Infinitorum*. 2 Vol. Lausanne.
- FEDOROW, E. v. (1898): *Universaldrehtischmethoden und Feldspatstudien*. III. Die Feldspäte des Bogoslawskischen Bergreviers. *Z. Krist.* 29, 604—658.
- FISCHER, H. (1925): Über die optischen Eigenschaften des Albites. *Z. Krist.* 61, 226—249.
- GAY, P. (1954): The structures of the plagioclase feldspars. V. The heat-treatment of lime-rich plagioclases. *Min. Mag.* 30, 428—438.
- GAY, P. and TAYLOR, W. H. (1953): The structures of the plagioclase feldspars. IV. Variations in the anorthite structure. *Acta Cryst.* 6, 647—650.
- GROSSPIETSCH, O. (1908): Kristallform und optische Orientierung des Albites von Morro velho und Grönland. *Tscherm. Mitt.* 27, 353—376.
- (1915): Labradorit. *Tscherm. Mitt.* 33, 27—47.
- (1918): Andesin von Hohenstein im Kremstal. *Sitz. Ber. Math. Natw. Kl. k. k. Akad. Wiss. Wien*, 127, Abt. I., 439.
- HOMMA, F. (1932): Über das Ergebnis von Messungen an zonaren Plagioklasen aus Andesiten mit Hilfe des Universaldrehtisches. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 12, 345—352.
- JÄGER, E. und HUTTENLOCHER, H. † (1955): Beobachtungen an basischen Plagioklasen der Ivreazone. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 35, 199—206.
- KAADEN, VAN DER, G. (1951): Optical studies on natural plagioclase feldspars with high- and low-temperature optics. *Diss. Utrecht*.
- KARL, F. (1954): Über Hoch- und Tieftemperaturoptik von Plagioklasen und deren petrographische und geologische Auswertung am Beispiel einiger alpiner Ergussgesteine. (Die Existenz von Übergangslagen.) *Tscherm. Mitt.* (3) 4, (Festband Bruno Sander) 320—328.
- KÖHLER, A. (1941): Die Abhängigkeit der Plagioklasoptik vom vorausgegangenen Wärmeverhalten. *Tscherm. Mitt.* 53, 24—49.
- (1941a): Drehtischmessungen an Plagioklaszwillingen von Tief- und Hochtemperaturoptik. *Tscherm. Mitt.* 53, 159—179.
- KÔZU, S. (1914): Optical, chemical and thermal properties of anorthite from three localities in Japan. *Sc. Rep. Tôhoku Imp. Univ. Sendai* (2) 2, 7—33.
- KRATZERT, J. (1921): Die kristallographischen und optischen Konstanten des Anorthits vom Vesuv. *Z. Krist.* 56, 465—488.
- (1923): Beiträge zur Kenntnis des Andesins von Bodenmais. *Sitz. Ber. Heidelberger Akad. Wiss. (A)* 5. Abh.
- LAVES, F. (1950): The lattice and twinning of microcline and other potash feldspars. *J. Geol.* 58, 548—571.
- (1952): Phase relations of the alkali feldspars. I. Introductory remarks. *J. Geol.* 60, 436—450. II. The stable and pseudostable phase relations in the alkali feldspar system. *J. Geol.* 60, 449—474.
- (1954): The coexistence of two plagioclases in the oligoclase compositional range. *J. Geol.* 62, 409—411.
- LAVES, F. and CHAISSON, U. (1950): An X-ray investigation of the high-low albite relations. *J. Geol.* 58, 584—592.
- LAVES, F. and GOLDSMITH, J. R. (1951): Short-range order in anorthite. *A. C. Meeting, Chicago* (Abstract, 11).
- (1954): Long-range-short-range order in calcic plagioclase as a continuous and reversible function of temperature. *Acta Cryst.* 7, 465—472.

- LAVES, F. and GOLDSMITH, J. R. (1955): The effect of temperature and composition on the Al-Si distribution in anorthite. *Z. Kristallogr.* 106, 227—235.
- (1955a): Cation order in anorthite ($\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$) as revealed by Gallium and Germanium substitution. *Z. Kristallogr.* 106, 213—226.
- LAVES, F. und HAFNER, St. (1956): Ordnung/Unordnung und Infrarotabsorption. I. (Al, Si)-Verteilung in Feldspäten. *Z. Kristallogr.* (i. Druck).
- LARSEN, E. and IRVING, J. (1938): Petrologic results of a study of the minerals from the tertiary volcanic rocks of the San Juan region, Colorado. *Am. Min.* 23, 227—257.
- LARSSON, W. (1940): Petrology of interglacial volcanics from the Andes of Northern Patagonia. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 28, 191—405.
- LEISEN, E. (1934): Beitrag zur Kenntnis der Dispersion der Kalknatronfeldspäte. *Z. Kristallogr.* 89, 49—79.
- LUCZIKI, W. (1905): Optische Orientierung des Labradores. *Tscherm. Mitt.* 24, 191—198.
- LUNDEGÅRDH, P. H. (1941): Bytownit aus Anorthosit von Bönkskar im nördlichen Teil der Stockholmer Schären und seine Beziehungen zu verschiedenen Feldspatbestimmungskurven. *Bull. Geol. Inst. Uppsala* 18, 415—429.
- MANOLESCU, G. (1934): Über die Lage der morphologischen Bezugsrichtungen bei Plagioklasen und ihre Verwendung zur Bestimmung des Anorthitgehaltes. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 14, 452—463.
- MICHEL-LÉVY, A. (1894): Etude sur la détermination des feldspats dans les plaques minces au point de vue de la classification des roches. I. Paris.
- MILLER, S. F. (1935): Anorthite from California. *Am. Min.* 20, 139—146.
- MUIR, I. D. (1955): Transitional optics of some of the andesines and labradorites. *Min. Mag.* 30, 545—568.
- NIKITIN, W. W. (1933): Korrekturen und Vervollständigungen der Diagramme zur Bestimmung der Feldspate nach Fedorows Methode. *Min. Petr. Mitt.* (Leipzig) 44, 117—167.
- (1936): Die Fedorow-Methode, Berlin, Bornträger. 109 S., 7 Taf.
- OFTEDAHL, O. (1948): Studies on the igneous rock complex of the Oslo Region. IX. The feldspars. *Skr. Norske Vidensk. Akad. Oslo*, 1. Mat. Nat. Kl. No. 3.
- PALUC, G. (1932): Untersuchungen der Plagioklase einiger tertiärer Ergusssteine Siebenbürgens (Rumänien) mittelst der Universaldrehtischmethode. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 12, 423—444.
- PREUSS, E. (1951): Hochtemperatur-Plagioklas in Meteorit von Oldenburg. *Heidelberger Beitr. Min. Petr.* 2, 538—546.
- REINHARD, M. (1931): Universaldrehtischmethoden. Basel, Wepf, 5 Tafeln.
- SCHMIDT, Ed. (1916): Die Winkel der kristallographischen Achsen der Plagioklase. *Chem. d. Erde* 1, 351—406.
- SCHOLLER, H.: Versuche zur Temperaturabhängigkeit der Plagioklasoptik. *Tscherm. Mitt.* 53, 180—221.
- SCHUMANN, H. (1931): Lagebestimmung der Optik eines norwegischen Labradores mittels der Drehtischmethode. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 11, 231—239.
- SCHWARZMANN, S. (1956): Über die Lichtbrechung und die Achsenwinkel von Hochtemperaturplagioklasen und ihre Entstehungsbedingungen. *Z. Kristallogr.* 5, 105—112.

- SMITH, CAMPBELL, W. (1928): The optical orientation of labradorite from County Down (Irland) determined by Fedorow method. *Min. Mag.* 21, 543—551.
- SPAENHAUER, F. (1933): Über das Ergebnis von Messungen an synthetischen Plagioklasen mit Hilfe des Universaldrehtisches. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 13, 356—365.
- TERTSCH, H. (1942): Die optische Orientierung des Hochtemperatur-Anorthits. *Tscherm. Mitt.* 53, 50—66.
- (1942a): Zur Hochtemperaturoptik basischer Plagioklase. *Tscherm. Mitt.* 54, 193—217.
- (1942b): Zur Hochtemperaturoptik der Plagioklase, C. B. für Min. etc. (A) 137—144.
- (1944): Untersuchungen über die Hochtemperaturoptik saurer Plagioklase. *Tscherm. Mitt.* 55, 307—325.
- (1950): Untersuchungen über die Hochtemperaturoptik saurer Plagioklase. *N. Jb. für Min. etc. Monatshefte (A)* 121—138.
- TUNNEL, G. (1952): The angle between the a-axis and the trace of the rhombic section on the (010)-pinacoid in the plagioclases. *Am. J. Sc. (Bowen-vol.)* 547—551.
- TSUBOI, S. (1923): Optical dispersion of three intermediate plagioclases. *Min. Mag.* 20, 93—107.
- TUTTLE, O. E. und BOWEN, N. L. (1950): High temperature albite and contiguous feldspars. *J. Geol.* 58, 572—583.
- USSOW, V. (1910): Fedorowsche oder universaloptische Methode der gesteinsbildenden Mineralien, insbesondere Feldspäte. *Tomsk (russisch)*.
- VENDL, M. (1922): Beiträge zur Kenntnis der optischen Daten der Albite. C. B. für Min. etc. (A) 137—144.
- WENK, ED. (1933): Statistische Drehtischuntersuchungen an Plagioklasen rumänischer Ergussgesteine. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 13, 205—219.
- (1945): Kritischer Vergleich von simultan nach der Drehtisch- und Immersionsmethode ausgeführten Anorthitbestimmungen an Plagioklasen. Diskussion der beiden Methoden. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.* 25, 349—382.
- WRIGHT, F. E. (1913): Graphical methods in microscopical petrography. *Am. J. Sc.* (4) 36, 509—539.
- WÜLFING, E. A. (1951): Lassen sich die kristallographischen Fundamentalwinkel der Plagioklase mit der Zusammensetzung in gesetzmässige Beziehung bringen? *Sitz. Ber. Heidelberger Akad. Wiss. Math. Phys. Kl. (A)* 13. Abh.
- (1921—1924): Mikroskopische Physiographie der petrographisch wichtigen Mineralien, begründet von H. Rosenbusch, 4. Auflage von E. A. Wülfing, I. 1. Stuttgart, Schweizerbarth.

Mineralogisch-petrographisches Institut der Eidg. Technischen Hochschule.

Eingegangen: 21. August 1956.



Ein neuartiges stereo-gnomonisches Netz

Von *Robert L. Parker* (Zürich)

Das zur Demonstration gelangende stereo-gnomonische Netz (Taf. I) besteht aus zwei Teilen:

1. einem inneren, der ein gnomonischer Äquatorialentwurf nach Art des Wrightschen Netzes ist;
2. einem äusseren, der einen stereographischen Äquatorialentwurf nach Art des Wulffschen Netzes darstellt.

Obgleich diese zwei Netzteile im Charakter völlig verschieden sind und die Trennung zwischen beiden eine sprunghafte ist, so erfolgt doch der Übergang vom einen zum anderen durchaus gesetzmässig. Denn die beiden Netze stossen längs eines Kreises aneinander, der ein Kleinkreis sowohl des gnomonischen wie des stereographischen Netzteiles ist. Dieser Kleinkreis kann als Ort aller Punkte beschrieben werden, die in der gnomonischen wie in der stereographischen Projektion die gleiche Lage haben.

Dass es tatsächlich solche Punkte geben muss, geht aus folgender Überlegung hervor: Falls unter d_g die Entfernung eines gnomonischen Punktes vom Zentrum verstanden wird, so hat man

$$d_g = R_g \cdot \operatorname{tg} \rho,$$

wobei R_g den gnomonischen Radius und ρ die Poldistanz der dargestellten Fläche bedeutet.

Für die stereographische Projektion lautet die analoge Gleichung

$$d_s = R_s \cdot \operatorname{tg} \frac{1}{2} \rho.$$

Setzt man nun $d_g = d_s$ also

$$R_g \cdot \operatorname{tg} \rho = R_s \cdot \operatorname{tg} \frac{1}{2} \rho,$$

so hat man eine Gleichung mit drei Variablen. Werden zwei davon festgelegt, so ist die dritte eindeutig gegeben. Wird z. B. $R_s = 10$ gesetzt und

für ρ ein bestimmter Wert gewählt (z. B. 60° oder 70° usw.), so kann R_g berechnet werden. Es stellt sich heraus, dass bei wachsendem ρ -Wert R_g immer kleiner wird. Dieses Resultat ist leicht verständlich und bedeutet, dass je weiter der gnomonische Teil nach aussen reichen soll, desto kleiner der zugehörige Radius sein muss.

Für die Konstruktion des vorliegenden Netzes wurde anders vorgegangen, nämlich so, dass sowohl der stereographische wie der gnomonische Radius mit einem bestimmten einfachen Wert versehen wurde. R_s erhielt wie bei den üblichen stereographischen Netzen den Wert 10 cm und R_g 2,5 cm (also genau $\frac{1}{4}$ des R_s -Wertes). Unter diesen Voraussetzungen hat man

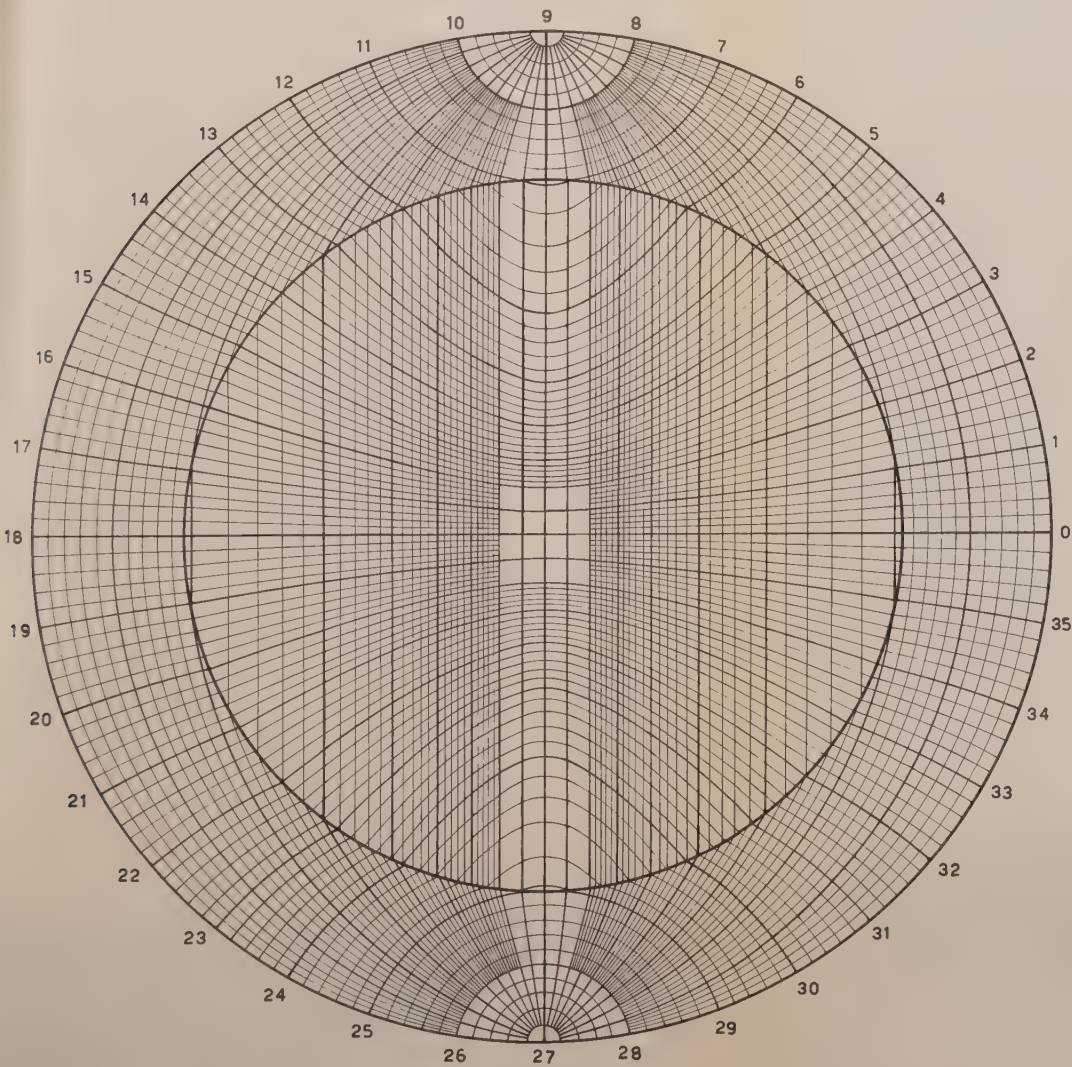
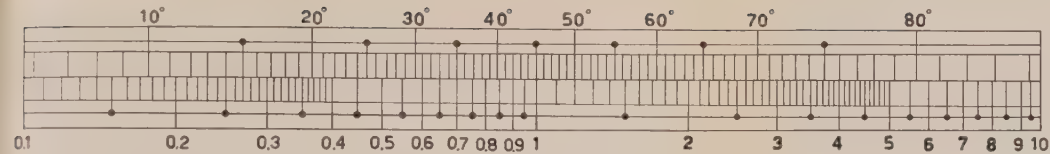
$$\operatorname{tg} \rho = 4 \operatorname{tg} \frac{1}{2} \rho$$

und wird der Winkelpunkt des gemeinsamen Kleinkreises zu $70^\circ 31' \frac{1}{2}$. Diese Wahl ist praktisch, weil gerade ungefähr bei diesem Winkelwert die gnomonischen Abstände unbequem schnell zu wachsen beginnen und die Projektionspunkte bald soweit vom Zentrum zu liegen kommen, dass sie praktisch nicht erreicht werden können. Sie gehören somit einem Gebiet an, dem schwer beizukommen ist, weil es weder dem Unendlichen noch dem Zugänglich-Endlichen zuzuordnen ist. Beim Arbeiten mit dem vorliegenden Netz werden solche Punkte durch stereographische ersetzt.

An der Grenzlinie nehmen Grosskreise, die im zentralen Teil gerade Linien und Kleinkreise, die in diesem Gebiet Hyperbeln sind, echte Kreisform an. Eine charakteristische Figur, die auf Grund dieses kombinierten Netzes konstruiert wurde, ist in Band 34 dieser Mitteilungen auf S. 499 wiedergegeben.

Über die Handhabung des Netzes braucht nichts gesagt zu werden, weil sie derjenigen des Wulffschen Netzes völlig gleicht. Insbesondere sind die Eintragung von Projektionspunkten auf Grund von Positions- oder Normalen-Winkeln, das Aufsuchen von Zonenverbänden, das Messen von Winkeln und die Ausführung von Transformationen nach denselben Regeln vorzunehmen wie mit dem üblichen Netz. Der Gebrauch des kombinierten Netzes ist vor allem deswegen vorteilhaft, weil die Vorzüge des stereographischen Netzes mit demjenigen der leichten Indizierbarkeit gnomonischer Projektionen verbunden wird. Ferner können die Achsenverhältnisse von Kristallen mit rechtwinkligem oder hexagonalem Achsenkreuz unmittelbar in der Projektionsfigur gemessen werden.

Zum Schluss sei noch Herrn Dr. K. PENG gedankt für die Mühe und Sorgfalt, die er für das Zeichnen des Netzes aufwendete.



Zum Selbstbau einer Apparatur zur Differential-thermoanalyse (DTA)

Von *Emilie Jäger* und *Sepp Schilling* (Bern)

Unsere Aufgabe war, mit geringem Kostenaufwand eine DTA-Apparatur selbst zusammenzustellen, die zudem grosse Empfindlichkeit aufweisen sollte. Beim Bau dieser Apparatur diente uns in vieler Hinsicht die Arbeit von F. LIPPMANN (1952) als Vorbild.

Die Hauptbestandteile unserer Apparatur sind: Ein Röhrenofen von 3 cm Röhrendurchmesser mit einer Maximaltemperatur von 1300 Grad und mit 220 Volt und 6–8 Ampère aufzuheizen, ein Widerstand zur Regelung der Anheizgeschwindigkeit, auswechselbare Steatitköpfe als Träger der Thermoelemente, ein Spiegelgalvanometer mit photographischer Registriereinrichtung zur Messung der Temperaturdifferenz, ein Galvanometer zur Messung der Temperatur und ein Platintiegel als Probenbehälter. Zur Messung der Temperaturdifferenz und der absoluten Temperatur verwenden wir zwei Paar Differential-Thermoelemente, was im letzteren Falle eine Temperaturangabe, unabhängig von Raumtemperaturschwankungen möglich macht.

Der Ofen ist senkrecht verstellbar montiert, was den Vorteil hat, daß sich die starr befestigten Thermoelemente stets in derselben Lage im Heizraum befinden. Ausserdem werden dadurch mechanische Beschädigungen, die sonst beim Bewegen der Thermoelemente auftreten würden (Knicke in den Thermoelementen), vermieden.

Der mit einer Trennwand versehene Platintiegel besitzt einen Durchmesser von 15 mm und eine Höhe von 17 mm, sein Gewicht ist 5,5 g. Dieser Probenbehälter hat sich mit seiner grossen Wärmeleitfähigkeit und der geringen Wärmekapazität als sehr günstig erwiesen, derart, dass selbst grosse Einwaagen von 1,2–2 g noch sehr gute Trennschärfe für die einzelnen Ausschläge zeigten.

Zur Temperaturregelung ist dem Ofen ein Widerstand vorgeschaltet, der während des Aufheizens von einem, durch einen Motor betriebenen

Schneckengetriebe langsam ausgeschaltet wird. Der Gesamtwiderstand beträgt 190 Ohm; der Draht der vier parallelen Wicklungen weist in Richtung kleineren Widerstandes einen stufenweise kleineren Querschnitt auf. Diese Anordnung ergibt im Temperaturbereich von 250 bis 650 Grad einen linearen Anstieg von 12 Grad/Minute.

Der Tiegel ruht in einem Steatitzylinder (siehe Fig. 1); der Thermo-elementträger besteht ebenfalls aus Steatit. So wird eine allseitig gleichmäßige Erwärmung erreicht, ausserdem werden Einflüsse durch Luftströmungen möglichst klein gehalten.

Zur Temperaturmessung wird stets ein Differentialthermoelement aus Pt/PtRh verwendet, dessen eine Lötstelle sich in Wasser mit bekannter Temperatur, die andere in inertem Material, meist Al_2O_3 , be-

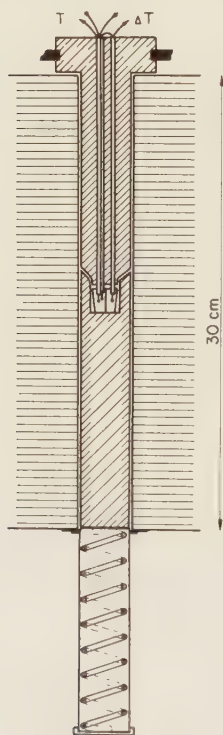


Fig. 1. Schema der Probenanordnung im Ofen. Querschraffur Innenteil des Ofens, Schrägschraffur Steatitkörper, angedeutet Thermo-elemente, Platintiegel und Spiralfeder

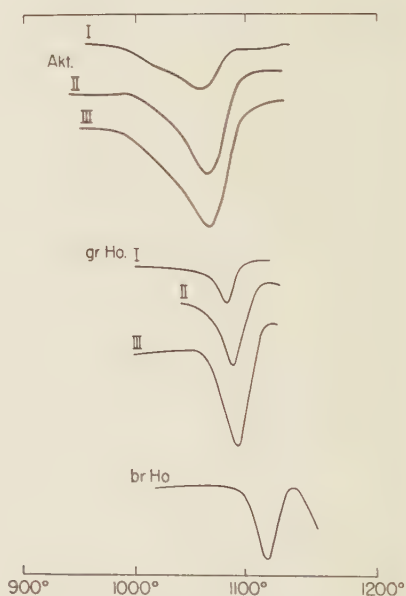


Fig. 2. DTA-Kurven dreier Hornblenden bei verschiedenen Einwaagen I, II und III. Aktinolith Binnental, grüne Hornblende Finero, braune Hornblende Mt. Capio

findet. Aus dieser Schaltung resultiert eine weitgehend fehlerfreie Temperaturanzeige. Die Thermospannung wird mit einem gewöhnlichen Drehspulinstrument gemessen. Die Temperaturdifferenz wird auf einem Spiegelgalvanometer „Lange MG1“ mit einer Skalenempfindlichkeit von $1,2 \cdot 10^{-6}$ Volt mm abgelesen und gleichzeitig mit einer photographischen Registriereinrichtung aufgezeichnet. Hier verwenden wir je nach Bedarf verschiedene Thermolemente: Pallaplat, Ni/NiCr, oft auch Pt/PtRh, wobei aber nicht die Thermolemente selber, sondern der gesamte Thermolementträger ausgewechselt wird, was sehr einfach ist, da er in einem Metallring nur durch vier Zentrierschrauben befestigt ist. Der Steatitkopf trägt ausserdem, durch Pertinax vor Erwärmung geschützt, die Buchsen für die Thermolementanschlüsse.

Der untere Steatitzylinder mit dem Platintiegel steht auf einer Feder (vgl. Fig. 1), die beim Abwärtsbewegen des Ofens Steatitkörper und Platintiegel nach oben drückt. Diese Anordnung und der vertikal verschiebbare Ofen erlauben es, auch noch nach dem Einstellen der Proben die Lage der Thermolemente in Probe und Ofen festzustellen.

Der relativ gross dimensionierte Platintiegel macht es möglich, in Flüssigkeiten, beispielsweise Salzschnmelzen, zu arbeiten, was die Trennschärfe der Apparatur für benachbarte peaks wesentlich erhöht.

Testuntersuchungen zeigten, dass bei dieser einfachen Einrichtung die Reproduzierbarkeit der thermischen Effekte bei geeichten Thermolementen bis auf einige Prozent möglich ist; dabei ist zu sagen, dass die Ausschlagshöhe für ein Gemisch von 0,43 Prozent Pyrit in Korund 18 cm beträgt. Es zeigte sich ausserdem, dass die Grösse der Effekte in weitem Bereich praktisch linear mit der Einwaage geht.

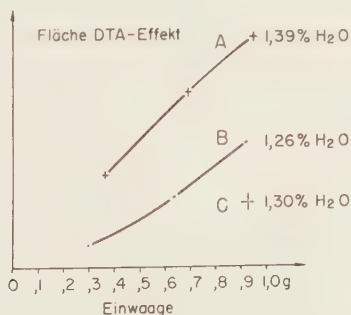


Fig. 3. Beziehung zwischen Grösse des DTA-Effektes und Einwaage bei drei Hornblendens, A Aktinolith Binnental, B grüne Hornblende Finero, C braune Hornblende Mt. Capio.

Als Beispiel seien hier die relativ schwierigen Entwässerungsmessungen an verschiedenen Amphibolen angeführt. Fig. 2 zeigt Kurven dreier Amphibole, Aktinolith von Binnental, grüne Hornblende von Finero und braune Hornblende von Mt. Capio, beide letzteren Ivrea-Zone. Als inertes Material wurde geglühter Biotit verwendet. In Fig. 2 sind I Kurven mit kleinster Einwaage (0,3688 g Aktinolith, 0,3024 g grüne Hornblende), II Kurven mittlerer Einwaage (0,6933 g Akt., 0,6387 g gr. Ho.), III sind Kurven grösster Einwaage (0,9542 g Akt., 0,9256 g gr. Ho.). Obwohl sich die Form der Kurve etwas ändert und die Minima deutlich bei grösseren Einwaagen nach höheren Temperaturen verlagert werden, resultiert im Diagramm Einwaage zu Grösse des thermischen Effektes, d. h. Flächeninhalt der Kurve, nahezu eine Gerade, wie Fig. 3 zeigt.

Wir machten nun bei der Entwässerungstemperatur Entwässerungsversuche und fanden für die drei Amphibole folgende Werte: 1,39 Prozent Wasser für den Aktinolith vom Binnental, 1,26 Prozent Wasser bei der grünen Hornblende von Finero, 1,30 Prozent Wasser bei der braunen Hornblende vom Mt. Capio. Die FeO-Werte sind: Aktinolith 3,55 Prozent, grüne Hornblende 4,33 und braune Hornblende 10,63 Prozent.

Es ergibt sich hieraus, dass der Entwässerungseffekt nicht proportional der Menge des freiwerdenden Wassers ist. Wie M. WITTELS (1952) zeigte, beeinflusst der FeO-Gehalt die Grösse des Entwässerungseffektes auf der DTA. Eine wesentliche Rolle spielt hier ausserdem noch die Bindungsfestigkeit der (OH)-Gruppen, also die Art der Hornblende. Ein Mass für die Bindungsfestigkeit ist der Beginn der Entwässerungsreaktion auf der DTA.

Der Schweizerische Nationalfonds zur Förderung der wissenschaftlichen Forschung stellte uns in grosszügiger Weise die finanziellen Mittel zum Bau und zum Arbeiten mit der DTA-Apparatur zur Verfügung. wir möchten hierfür bestens danken. Herrn Prof. E. NIGGLI danken wir für die tatkräftige Förderung unserer DTA-Arbeiten.

Literatur

- LEHMANN, H. (1954): Die Differentialthermoanalyse, Tonindustrie-Zeitung, 1. Beiheft, H.-Hübener-Verlag, Wilhelmshaven.
- LIPPMANN, F. (1952): Mineralogische Untersuchungen an einigen niederhessischen Tertiärtonen, Heidelb. Beitr. Min. Petr., 3, 1952, 219.
- WITTELS, A. (1952): The structural disintegration of some amphiboles, Amer. Min., 37, 1952, 28.
- Ausführliches Literaturverzeichnis siehe LEHMANN (1954).

Vorläufiger Bericht über DTA-Untersuchungen an Wölsendorfer Fluorit

Von *Emilie Jäger* und *Sepp Schilling* (Bern)

Erstes Ziel unserer Arbeit war, die Wärmemenge mit der DTA zu erfassen, die bei der Thermolumineszenz frei werden soll. Die zu erwartenden Energien liegen in der Grössenordnung einiger Zehntel bis maximal 1 cal/g. Wir untersuchten daher einige gut thermolumineszierende Stoffe, unter anderem auch Fluorite. Obwohl wir einigemal exotherme Effekte bei ungefähr 180 Grad fanden, ist uns jedoch ein eindeutiger Beweis dieser Rekombinationswärme von Elektronen-Fehlstellen bis heute nicht gelungen, da sich die gefundenen Effekte als nicht reproduzierbar erwiesen.

Bei diesen Untersuchungen fiel uns nun ein stark exothermer Effekt bei Wölsendorfer Stinkfluss auf, das ist Fluorit, der stark mit Uranmineralien (Uranotil etc.) verwachsen ist und beim Anschlagen nach Fluor riecht. Die freiwerdende Wärme beträgt ungefähr 8 cal/g. Da nun bereits einige Zehntelprozent Pyrit ähnlich stark reagieren, war es notwendig, äusserste Sorgfalt auf die Reinigung dieses Flussspates zu verwenden. So wurden auf dem Magnet-Separator Eisen-verunreinigte Partien abgetrennt, weiter wurde der Fluorit nach der mechanischen Isolierung durch Schweretrennung von Uranotil gereinigt. Ausserdem wurde dieser Fluorit sowohl in Salzsäure als auch in rauchender Salpetersäure, in der Sulfide, wie Pyrit, aber auch Uranotil¹ und Pechblende löslich sind, ausgekocht. Es zeigte sich nun, dass der thermische Effekt bei Fluoriten, die mit Salzsäure behandelt wurden, noch deutlicher wurde. Bei Stinkfluss, der vor der DTA in rauchender Salpetersäure gekocht wurde, zeigte sich ausserdem ein neues DTA-Maximum bei 575 Grad (siehe Fig. 1).

Um sicher zu sein, dass es sich bei diesem Effekt nicht um eine Oxydation handeln könne, wurde das Material zusammen mit anderen

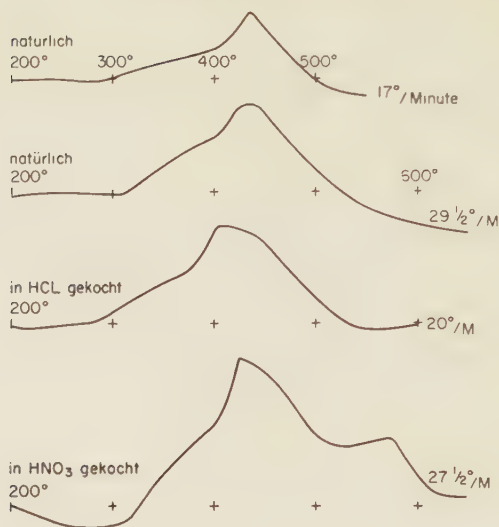


Fig. 1. DTA-Kurven von Wölsendorfer Stinkfluss. Die beiden obersten Kurven natürlicher Stinkfluss bei verschiedener Anheizgeschwindigkeit, darunter mit Säure behandelte Proben.

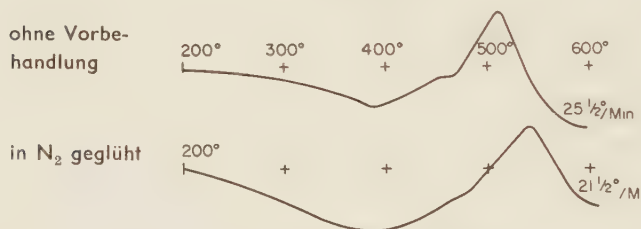


Fig. 2. DTA-Kurven von Apatit mit 1,19 Prozent Eisen-Verunreinigung vor und nach dem Glühen in Stickstoff.

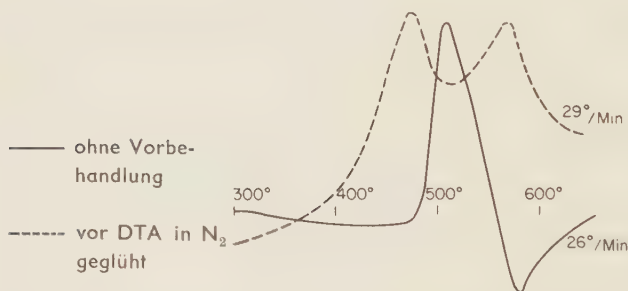


Fig. 3. DTA-Kurven von Pyrit vor und nach dem Glühen in Stickstoff (0,43% Pyrit in Al_2O_3 gegen Al_2O_3).

Proben in Stickstoff von 99.99 Prozent Reinheit auf 600 Grad erhitzt. Dabei zeigte sich, dass bei Apatit, der mit 1.19 Prozent Eisen verunreinigt war, der Effekt auf der DTA nach dem Glühen in Stickstoff praktisch unverändert vorhanden war (siehe Fig. 2).

Ähnlich reagierte Pyrit. 0.43 Prozent Pyrit in Al_2O_3 wurden ebenfalls vor der DTA in Stickstoff geglüht. Hier zeigt die DTA-Kurve des so behandelten Pyrites zwei Maxima: die normale Pyritkurve hat nur ein Maximum bei 510 Grad. Dies ist so zu erklären, dass durch das Glühen in Stickstoff der Pyrit bereits dissoziiert und dass bei dem nachfolgenden Erhitzen auf der DTA die Verbrennung von Schwefel und die Oxydation des Eisens nicht mehr zusammenfallen. Der Oxydationseffekt bleibt aber auch hier nach dem Glühen in Stickstoff erhalten (siehe Fig. 3).

Machen wir nun dasselbe mit dem Stinkfluss, so zeigt sich bei dem nachfolgenden Erhitzen auf der DTA der Effekt nicht mehr, jedoch findet man ein neues Maximum bei 575 Grad (siehe Fig. 4). Erhitzt man den Fluorit vor der DTA in Luft oder macht die DTA zweimal hintereinander, so erhält man beim normalen als auch beim mit Säure vorbehandelten Fluorit keine thermische Reaktion mehr. Es wurde daher als Vergleichsmaterial für sämtliche Stinkfluss-DTA-Analysen ausgeglühter Fluorit verwendet.

Da man sich nun den thermischen Effekt bei 300 Grad als Wärme, die bei der Thermolumineszenz frei wird, aber auch als Rekristallisation des Gitters oder auch als beides erklären könnte, die Form der Kurven (siehe Fig. 1) lässt auf zwei dicht beisammenliegende Effekte schließen, wurden Röntgen-Pulveraufnahmen mit der registrierenden Norelco-Apparatur gemacht. Dabei zeigte sich, dass die Intensitäten der Röntgenlinien beim Stinkfluss doch recht stark von denen des gut kristallisierten Fluorites abweichen (siehe Fig. 5 und 6). Die Fig. 5 gibt eine Zusammen-

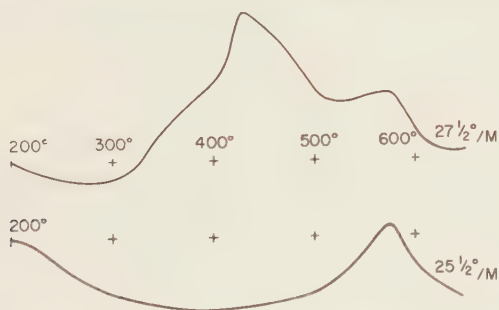


Fig. 4. DTA-Kurve von Stinkfluss in HNO_3 gekocht, darunter Kurve von Stinkfluss in Stickstoff geglüht.

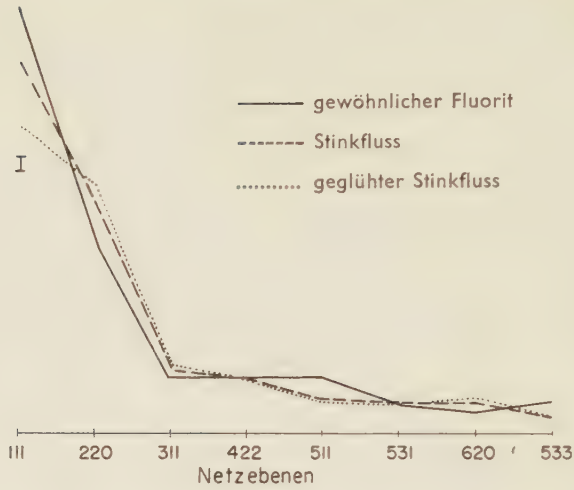


Fig. 5. Zusammenstellung der Intensitäten verschiedener Röntgen-Beugungslinien von Fluorit, Stinkfluss und geblühtem Stinkfluss.

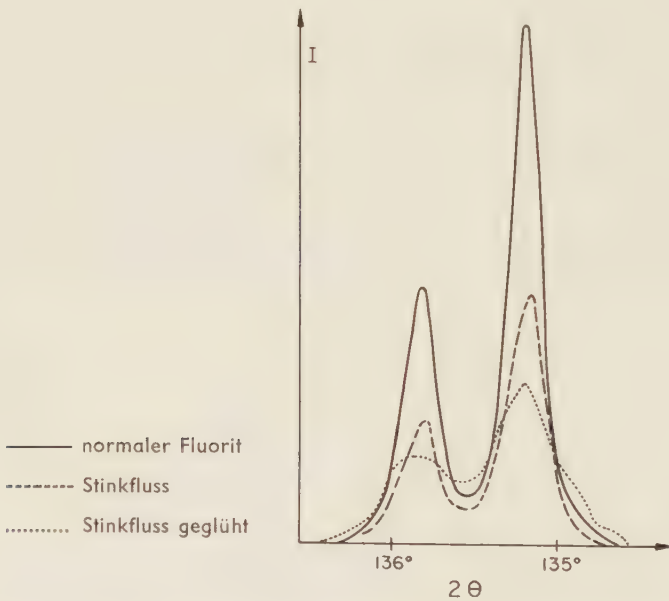


Fig. 6. Röntgen-Intensitäten der Linie (533) bei Fluorit, Stinkfluss und geblühtem Stinkfluss.

stellung der Röntgenintensitäten verschiedener Netzebenen von natürlichem und erhitztem Stinkfluss und von gut kristallisiertem Fluorit. Besonders deutlich sieht man die Unterschiede am Beispiel der Linie (533), die in Fig. 6 dargestellt wird. Beim Erhitzen zeigt sich nun nicht eine Veränderung des Stinkflusses in Richtung zum gut kristallisierten Fluorit, sondern gerade das Gegenteil (vgl. Fig. 5 und 6).

Wie kann man sich nun all diese Phänomene erklären?

Durch die Röntgenaufnahmen wird bewiesen, dass beim Erhitzen des Stinkflusses tatsächlich eine Verschiebung der Atome stattfindet. Wir nehmen an, dass bei 300 Grad das Gitter an der Luft stabil ausheilt und dass sich dabei im Flussspat Gitterstellen bilden, die nicht konform gehen mit dem alten Fluoritgitter. Wie nämlich die Röntgenaufnahmen zeigen, sind einige Linien nach dem Erhitzen verbreitert, andere werden dagegen schärfer. Stellt man sich nun eine Art Sammelkristallisation der Fehlstellen vor, so müssten wohl alle Linien verbreitert oder geschwächt werden, das heisst, man muss annehmen, dass sich tatsächlich im Kristall ein neues Gitter bildet.

Die peaks bei 575 Grad könnte man sich so denken, dass sowohl beim Glühen in Stickstoff als auch Kochen in rauchender Salpetersäure Gitterplätze nicht stabil besetzt werden, die dann bei dieser Temperatur von 575 Grad und bei Anwesenheit von Sauerstoff ausgetauscht werden. Es ist natürlich trotzdem möglich, dass im ersten Teil der exothermen Kurve des Stinkflusses auch Wärme steckt, wie sie bei der Thermolumineszenz frei wird; ein Beweis dafür konnte jedoch bis jetzt nicht erbracht werden.

Zum Abschluss möchten wir nicht versäumen, den Herren Prof. SCHÖN und Prof. HOUTERMANS für ihre Hilfe und für wertvolle Ratschläge bestens zu danken. Herrn Prof. NOWACKI verdanken wir die Röntgenaufnahmen, Herrn Prof. FETKNECHT die Möglichkeit, unsere Proben in reinem Stickstoff zu glühen.

Literatur

- ALLEN, R. D. (1952): Variations in chemical and physical properties of fluorite, Amer. Min., 37, 1952, 910.
PRZIBRAM, K. (1953): Verfärbung und Lumineszenz, Wien, Springer Verlag, 1953.

Kurze Mitteilungen zur Mineralogie der Schweiz

7

Ein neues Vorkommen von Kainosit in den Schweizer Alpen

Von *Robert L. Parker* und *Francis de Quervain* (Zürich)

Die ersten Kainositkristalle der Schweizer Alpen wurden von L. MASNERI beim Bau der Oberhasli-Kraftwerke gefunden und gelangten durch die freundliche Vermittlung von Dr. F. WEBER an uns zur Bestimmung und ausführlichen Beschreibung. Eine Publikation über dieses Material erfolgte in den S.M.P.M. von 1940¹⁾.

Das Vorkommen, über das hier in aller Kürze berichtet werden soll, gehört ebenfalls dem Grimselgebiet an, jedoch einer anderen Fundstelle als das erste. Der einschlägige Fundpunkt ist am Trübtensee gelegen, an einer Lokalität also, die in letzter Zeit hauptsächlich im Zusammenhang mit dem von O. LUCEK entdeckten Vorkommen von Eisenrosen viel genannt wurde. Letztere waren sehr zahlreich auf z. T. grossen Stufen ausgebeutet worden und durch ausgesprochen halbkugeligen Habitus ausgezeichnet. Dieser ist durch eine eng-fächerförmige Aggregierung der einzelnen dünnblättrigen, oft lebhaft metallglänzenden Hämatitindividuen bedingt. Im Vergleich zu gewissen bekannten Walliser und vor allem den Gottharder Eisenrosen bleibt die Grösse der vorliegenden vielfach relativ klein, indem der Durchmesser der Halbkugeln oft nahe bei 1 cm liegt. Andere Mineralien des Vorkommens sind Quarz in ganz kleinen bis grösseren, z. T. flächenreichen Kristallen von oft sehr klarer und einen schwach rauchbraunen Farbton aufweisender Beschaffenheit; Chlorit; Albit in sehr reichlichen Mengen und kleinen, klaren, durchsichtigen (gelegentlich milchigen) Kristallen von dicktafeligem bis säuligem Habitus; Apatit in kleinen, flächenreichen, violetten Kristallen; Pyrit in kleinen, frischen oder limonitisierten Würfeln.

An einer einzigen Stufe dieser Lokalität hatte der Finder O. LUCEK einen ca. 5 mm grossen, matten, etwa bräunlichweissen Kristall entdeckt, den er dem einen von uns zur näheren Untersuchung anvertraute. Der vom

¹⁾ R. L. PARKER und F. DE QUERVAIN: Ein alpin es Vorkommen von Kainosit. Schweiz. Min. Petr. Mitt., Band XX, 1940, 289–294.

Kristall aufgewiesene, orthorhombische, schwach säulige Habitus sowie vor allem die festgestellten optischen Eigenschaften liessen es sicher erscheinen, dass hier ein weiteres Exemplar von Kainosit vorliegen müsse. Auf diese Tatsache aufmerksam gemacht, gelang es dann O. LUCEK in dem ihm verfügbaren Material weitere 9 Stufen zu finden, auf denen das Mineral vorhanden ist.

Die Beobachtungen, die bis jetzt an diesem Material angestellt werden konnten, lassen sich folgendermassen zusammenfassen:

Die Kristalle treten stets einzeln auf. Auf keiner der verfügbaren Stufen wurde mehr als ein einziges Individuum gefunden. Diese Tatsache sowie die sehr bescheidene Zahl von Stufen innerhalb eines grossen Fundes, die mit dem Mineral überhaupt versehen sind, zeigt die äusserst sporadische Beteiligung von Kainosit an der Mineralgesellschaft, die im Buche „Die Mineralfunde der Schweizeralpen“ die systematische Nummer 4a trägt.

Die Lage der Kainositkristalle auf der Stufe lässt öfters engere Beziehungen zum Hämatit und zum Albit erkennen. So war auf ca. einem Drittel der Stufen Kainosit mit Hämatit direkt verwachsen. In einem besonders interessanten Fall hatte sich der Kainositkristall zwischen den divergierenden Hämatitblättern einer Eisenrose eingenistet und ist darum sicher jünger als diese. Auch Verwachsungen mit Albit konnten schon makroskopisch festgestellt werden. Sie machten sich jedoch besonders mikroskopisch bemerkbar, wie unten noch näher ausgeführt wird.

Der grösste auf der erstentdeckten Stufe befindliche Kainositkristall ist ca. 5 mm lang. Die später gefundenen sind durchgängig kleiner und erreichen vielfach nicht mehr als ca. 2 mm grösste Länge. Die Individuen sind alle glanzlos-matt und schon aus diesem Grunde für kristallographische Messungen unbrauchbar. Durch Lupenbeobachtung kann festgestellt werden, dass die Umgrenzungsflächen zwei Zonen angehören, die als die c- und a-Achsenzonen der SJÖGRENSchen Aufstellung anzusprechen sind. (Siehe Figur 3 in der oben zitierten Arbeit.) Der grösste Kristall und auch andere weisen eine deutliche Langstreckung nach einer dieser Zonen auf, die fast sicher diejenige der c-Achse ist. An anderen Individuen jedoch ist eine fast völlig ausgeglichene Entwicklung der zwei Zonen feststellbar, was dann den früher schon (loc. cit.) beobachteten und abgebildeten pseudo-tetragonalen Habitus zur Folge hat.

Ohne Ausnahme weisen die Kristalle Korrosionserscheinungen auf, die zu einer mehr oder weniger stark kavernösen Beschaffenheit geführt hat. Allem Anschein nach ist diese Korrosion in dem Sinne orientiert verlaufen, dass besonders die oben erwähnte c-Achsenzone davon betroffen wurde, während die andere meist intakt erscheint.

Interessanterweise findet man in den Vertiefungen dieser ausgehöhlten Gebiete auch glasglänzendes Material, das man zunächst für frischgebliebene Teile des Kristalls halten könnte. Mikroskopisch konnte jedoch solches Material einwandfrei als Albit bestimmt werden und die vorsichtige Lupenbeobachtung der zersetzten Stellen liess dann erkennen, dass während oder nach der Korrosion Albit sich auf den Kainosit abgeschieden hatte. Vorgängig der optischen Untersuchung des Minerals selber musste dieser Fremdkörper entfernt werden. An vorsichtig ausgesuchtem, reinem Material wurden folgende optische Daten ermittelt, die leider die einzigen quantitativen Angaben sind, die zur Zeit über das Untersuchungsmaterial gemacht werden können.

Achsenwinkel: klein, ca. 40° (40°). Optischer Charakter: Zachsigt negativ. $n_\alpha > 1,656$ (1,658). $n_\beta > 1,680$ (1,682). $n_\gamma < 1,695$ (1,687). Doppelbrechung relativ hoch (ca. 0,03). Auslöschung gerade. Dispersion sehr schwach.

Die eingeklammerten Zahlen sind der zitierten Arbeit entnommen und sind Werte, die an den ursprünglichen Kristallen unter wesentlich günstigeren Beobachtungsbedingungen gemessen wurden. Die Übereinstimmung ist so gut, dass die Identität der vorliegenden Kristalle nicht in Zweifel gezogen werden kann. Immerhin hoffen wir, das Material noch einer spektroskopischen Untersuchung unterziehen zu können, die unsere Angaben durch solche chemischer Art ergänzen und bestätigen sollte.

Zum Schluss sei noch dem Finder dieser Stufen für seine verständnisvolle Mitwirkung an dieser Untersuchung aufs beste gedankt.

Über Kainosit- und Pseudokristallfunde an der Grimsel

Von *Gottfried Beck* (Bern)

Von R. L. PARKER und F. DE QUERVAIN¹⁾ wurde erstmals das Auftreten von Kainosit an der Grimsel beschrieben. Nun konnte auf einem Granitblock auf der Schutthalde am Fusse des Juchlistockes gegenüber dem Grimselhospiz ein zweites Vorkommen dieses seltenen Minerals festgestellt werden. Der ca. $\frac{1}{2}$ m grosse helle Block war am einen Ende durch hydrothermale Tätigkeit stark aufgelockert und porös und querdurch von einer 1—2 cm breiten Clacitader durchzogen. Der Calcit mit schwacher, aber deutlicher Rosafärbung leuchtete unter dem UV stark rot, enthielt also wenige Prozent Manganspat, wie dies beim Calcit vom Grimselpass, ca. 1 km südlicher, schon gefunden wurde. In den Hohlräumen der porösen Partien fanden sich schöne, dünne, gelbbraunliche Brookite und kleine Grüppchen von hellederbraunen, durchsichtigen Kriställchen von ca. $\frac{1}{2}$ mm Grösse, die bei Vergrösserung mit dem Spektroskop deutlich die Linien der Ceriterden, hauptsächlich des Neodyms, erkennen liessen. Die Farbe unterscheidet sich deutlich von der mehr orangeföhlchen des Monazits, und der dipyramidale Habitus stimmt vollkommen mit demjenigen des Kainosits überein. Es wurden etwa 10 solcher Haufwerke von Kriställchen gefunden, bei denen die Flächen $m(110)$ und $d(011)$ dominieren, während $b(010)$ nur sehr kurz entwickelt ist, und die charakteristische Fläche $g(201)$ ist bei allen Kristallen gut ausgebildet. Später fand O. LUCEK ein drittes Vorkommen, über das von anderer Seite berichtet wird. Bei einer Nachkontrolle der Monazit-haltigen Stufen vom Druckstollen der Zentrale Sommerloch an der Grimsel, ca. 1 km südlich von dem hier beschriebenen Fundort²⁾, wurde ein ca. 1 mm grosser Kainosit auf einer Ankerit-haltigen, durch hydrothermale Tätigkeit umkristallisierten porösen Granitstufe gefunden, der den gleichen Kristallhabitus aufweist.

¹⁾ Schweiz. Min. Petr. Mitt. 20, 1940, S. 289.

²⁾ Vgl. G. BECK, Schweiz. Min. Petr. Mitt. 34, 1954, S. 188.

Es ist eigenartig, dass der seltene Kainosit gerade in der Zone des zentralen Aarmassivs von Guttannen bis zum Grimselpass auftritt. Es dürfte dies mit dem gleichzeitigen Zusammentreffen von erhöhten Konzentrationen von Seltenen Erden und hydrothermalen Tätigkeit in Gegenwart von Kohlensäure stehen. In der ersten Mitteilung wurde vermutet, dass diese Bildungen rezent seien. In der Tat kann man heute feststellen, dass aus den Fenstern des Druckstollens kleine Wasserläufe austreten, deren Bett mit frisch ausgefälltem Calcit oder Dolomit ausgekleidet ist. Offenbar kann beim Zutagetreten die Kohlensäure entweichen und die Karbonate scheiden sich am Boden ab. Diese Tätigkeit scheint heute noch anzudauern. Das Auftreten von Mineralien mit Seltenen Erden in diesem Gebiet scheint doch etwas häufiger zu sein als bisher angegeben. Es wurde im Urbachtal am Staudamm des Mattensees der OKW eine Stufe mit Adular gefunden, die einige kleine Kriställchen von Monazit von rosaoranger Farbe enthält.

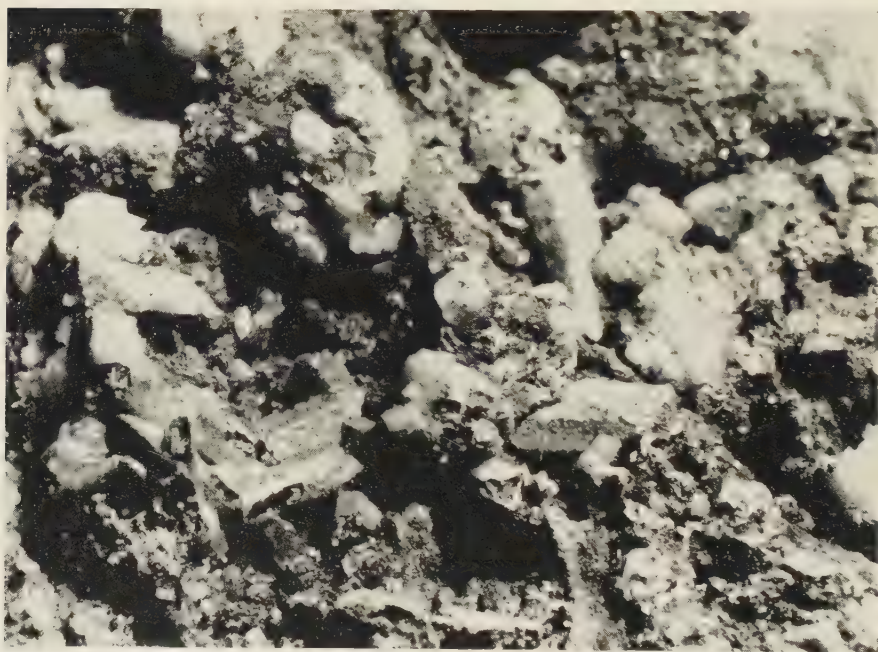
Auf derselben Fundstelle am Fusse des Juchlistockes wurden Granitblöcke gefunden, die durch hydrothermale Tätigkeit ganz zersetzt und von viel Limonit durchzogen sind. Auf diesem morschen Gestein fanden sich merkwürdige Gebilde von ca. 3–5 mm langen, prismatischen Pseudokristallen, die in einer



Fig. 1. Im Hohlraum sichtbar aussen weisse, innen dunkle Pseudokristalle, teils ganz, teils aufgebrochen.

weissen kristallinen Hülle von ca. $\frac{1}{3}$ mm Dicke eine braune Füllung von Limonit und Braunstein enthielten. Das Ganze sieht aus wie Würstchen von hexagonalem Querschnitt, mit mehr oder weniger abgerundeten Kanten. Die weisse Hülle löst sich leicht in verdünnter Salpetersäure unter Kohlensäureentwicklung, und die Lösung gibt mit Naphthalhydroxamat den für Calcium charakteristischen ziegelroten Niederschlag. Der braune Inhalt gibt mit Soda-Salpetergemisch erhitzt eine dunkelgrüne Manganatschmelze und stark positive Eisenreaktion. Diese Pseudokristalle sind also mit Limonit und Braunstein gefüllt. Es sieht aus, als ob durch die zersetzende Wirkung von Wasser und Kohlensäure der Kalk aus dem ursprünglichen Kristall an die Aussenseite gewandert sei, während das Eisen und das Mangan im Innern zurückblieb, wobei allfällige vorhandene Alkalien abwanderten. In den Figuren erkennt man neben ganzen auch zerbrochene „Kristalle“, deren Inhalt zum Teil herausgefallen ist, und in Fig. 2 kann man deutlich den hexagonalen Habitus erkennen.

Eingegangen: 14. Juli 1956.



5 mm

Fig. 2. Man erkennt deutlich den hexagonalen Habitus der Pseudokristalle und, wo dieselben aufgebrochen oder durchlöchert sind, den dunklen Inhalt.

Bericht über die 31. Hauptversammlung der Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft in Basel

Samstag und Sonntag, den 22. und 23. September 1956

A. Bericht des Vorstandes für 1955

Das Berichtsjahr darf als eine Periode erfreulichen Fortschrittes gelten, war doch der Zuwachs an Mitgliedern fast dreimal grösser als 1954.

In die Gesellschaft sind folgende neue Mitglieder aufgenommen worden:

a) persönliche:

- Altmann, Jakob, dipl. ing. geol. ETH, Speicherstrasse 25, Frauenfeld;
Badoux, H., Prof. Dr., Institut de Géologie, Lausanne;
Bättig, Fritz, Dr. med., Wehntalerstrasse 540, Zürich-Affoltern;
Demander, Michel, Directeur d'exploitation, Mines de Montebrias, Soumans, Dept. Creuse, France;
Heres, Hans-Peter, stud. phil., Friedrichstrasse 38, Rheinfelden, Baden, Deutschland;
Hoenes, Dieter, Prof. Dr., Geol.-Min. Institut, Technische Hochschule Karlsruhe, Deutschland;
Hooker, Miss Marjorie, U. S. Geological Survey, Washington 25, D. C., USA;
Laves, Fritz, Prof. Dr., Min.-Petr. Institut der ETH, Sonneggstrasse 5, Zürich 6;
Peng, K., Dr., Altwiesenstrasse 351, Zürich 11/51;
Rothmayr, W. W., dipl. ing. ETH, chemin de Béranges, La Tour-de-Peilz, Ct. Vaud;
Schaufelberger, P., Prof. Dr., Federacion Nacional de Cafeteros de Colombia, Centro Nacional de Investigaciones de Cafe, Departamento Tecnico, Chinchiná (Caldas), Colombia;
Weber, Jacques, Grosswiesenstrasse 87, Zürich 11/51;
Zweifel, Hans, dipl. ing. geol. ETH, Dr., c/o Boliden Gruvaktiebolag Boliden, Schweden;

b) unpersönliche:

Mainz, Institut für Mineralogie und Petrographie der Joh.-Gutenberg-Universität, Saarstrasse 21;

Warszawa, Archiwum Mineralogiczne & Acta Geologica Polonica, 72 Swiat, Palac Staszica, Pokoj 314;

Würzburg, Mineralogisch-geologisches Institut der Universität, Mineralogische Abteilung.

Verstorbene Mitglieder

Robert Helbling, Dr., Flums (Mitglied seit 1925)

Dieter Hoenes, Prof. Dr., Karlsruhe (Mitglied seit 1955).

Austritte

Drei Mitglieder.

Damit ergibt sich folgender Mitgliederbestand auf 31. Dezember 1955 (in Klammer 1954):

Mitglieder	Schweiz		Ausland		Total	
Donatoren	5	(5)	—	(—)	5	(5)
Persönliche	137	(131)	66	(64)	203	(195)
Unpersönliche	25	(25)	49	(46)	74	(71)
	167	(161)	115	(110)	282	(271)

Zuwachs: 11 (4)

Die obenerwähnten 5 Donatormitglieder sind folgende:

Dachziegelwerk Frick, Frick, Aargau;

Lonza Elektrizitätswerke und chemische Fabriken AG., Basel;

Portlandcementfabrik Laufen, Liesberg;

Porzellanfabrik Langental AG., Langental;

Verein Schweiz. Zement-, Kalk- und Gips-Fabrikanten, Talstrasse 83, Zürich.

Die besonders tatkräftige Förderung ihrer Bestrebungen, insbesondere auch die Kräftigung ihrer finanziellen Lage, die unserer Gesellschaft durch diese Donatormitglieder zuteil wird, ist für das Gedeihen der S.M.P.G. erfreulich und bedeutungsvoll. Es ist dem Vorstand ein besonderes Vergnügen, dies hier gebührend hervorzuheben und aufs herzlichste zu verdanken.

Die Gesellschaft hat am 25. und 26. September 1955 in Pruntrut ihre 30. Hauptversammlung abgehalten. Über diese sowie über die anschliessende praktisch-geologische und technologische Exkursion im Juragebiet sind ausführliche Berichte in Heft 2, Band 35, der Schweiz. Min. u. Petr. Mitteilungen erschienen.

Für die Amtsperiode 1956—1958 wurde der Vorstand wie folgt gewählt: Präsident: R. L. Parker; Vizepräsident: E. Wenk; Sekretär: Th. Hügi; Kassier: O. Grütter; Redaktor: A. Spicher; Beisitzer: W. Epprecht, P. Mercier, W. Nowacki, M. Vuagnat.

Ferner wurden gewählt: E. Wenk als Abgeordneter in die Mitgliederversammlung der S.N.G.; Th. Hügi als Delegierter in den Senat der S.N.G.; W. Nowacki als Sekretär für die mit der Internationalen Union für Kristallographie zu erledigenden Angelegenheiten.

Jahresrechnung 1955

Auszug aus der Rechnungsablage (Kassier: Dr. O. Grütter, Basel)

Betriebsrechnung		Einnahmen	Ausgaben
	Fr.		Fr.
1. Rückstellung lt. Jahresrechnung 1954	8 892.—	1. Rückstellung lt. Jahresrechnung 1954	610.—
2. Leistungen der Mitglieder ausstehende Beiträge aus Vorjahren	440.—	2. Leistungen der Mitglieder ausstehende Beiträge aus Vorjahren	1 630.—
Beträge 1955		Beträge 1955	208,75
ordentliche Beiträge	5 988.—	ordentliche Beiträge	
Donatoren	570.—	Donatoren	
Beträge 1956 u. ff.	610.—	Beträge 1956 u. ff.	
freiwillige Beiträge		freiwillige Beiträge	
3. Beiträge der Autoren an Druckkosten	2 886,80	3. Beiträge der Autoren an Druckkosten	10 859,30
an Separata	1 743,75	an Separata	1 886,80
4. Guthaben bei Autoren an Druckkosten	2 091.—	4. Guthaben bei Autoren an Druckkosten	12 746,10
an Separata	1 539,65	an Separata	7 894,25
5. Zinsen: Obligationen	542,05	5. Zinsen: Obligationen	17,20
Konto-Korrent	14,78	Konto-Korrent	
Sparbüchlein ZEK Basel	263,40	Sparbüchlein ZEK Basel	
„ Kant.-Bk. Basel	155,65	„ Kant.-Bk. Basel	
6. Rückvergütung der Verrechnungssteuer	975,88	6. Rückvergütung der Verrechnungssteuer	2 244,39
7. Verkauf der Mitteilungen und Festschrift	270,75	7. Verkauf der Mitteilungen und Festschrift	
8. Inserate	550.—	8. Inserate	9 706,40
9. Rückstellung v. Autorbeiträgen H. 2/35	3 886,55	9. Rückstellung v. Autorbeiträgen H. 2/35	
10. Vorausbezahlter Autorbeitrag H. 1/36	4 500.—	10. Vorausbezahlter Autorbeitrag H. 1/36	4 500.—
Passivsaldo per 31. 12. 1955	27,11	Passivsaldo per 31. 12. 1955	306.—
	42 863,09		3 000.—
			42 863,09

Jahresrechnung 1955

Auszug aus der Rechnungsablage (Kassier: Dr. O. Grütter, Basel)

Bilanz per 31. Dezember 1955

Aktiven

Fr.

1. Kasse 150.36

2. Postscheckkonto 7 124.55

3. Bankguthaben

Schweiz. Nationalbank

Schweiz. Bankverein 654.—

ZEK Basel 16 745.25

Basler Kantonalbank 6 770.80

24 170.05

4. Wertschriften (Obligationen) . 25 000.—

5. Debitoren 3 860.65

6. Kreditoren 992.70

7. Transitorische Passiven 11 729.85

8. Kapital p. l. 1. 1955 44 610.17

9. Kapitalisierung

flüssiger Mittel: 3%—

Oblig. Basler Kt. Bk. 3 000.—

47 610.17

10. Betriebsverlust 27.11

Kapital am 31. 12. 1955. 47 583.06*)

60 305.61

60 305.61

15 000.—

4 000.—

4 000.—

4 000.—

4 000.—

*) davon: Fonds Dr. J. Th. Erb

Unantastbares Kapital

Rückstellung für Register

Wertschriftenverzeichnis

Fr.

3 1/2 % Eidg. Anleihe 1942 10 000.—

3 % Eidg. Anleihe 1952 2 000.—

3 % SBB 1903 1 000.—

3 1/2 % Kanton Baselstadt 1943 2 000.—

3 1/2 % Genf 1943 5 000.—

3 % Kanton Tessin 1953 2 000.—

3 % Basler Kantonalbank 3 000.—

25 000.—*)

25 000.—*)

*) ohne Sparguthaben bei Zinstragende
Ersparniskasse Basel und Basler
Kantonalbank

Für den in den Jahren 1955/56 erschienenen Band 35 der Schweiz. Min. u. Petr. Mitteilungen zeichnet erstmals als Redaktor Dr. A. Spicher, der dieses Amt vom bisherigen langjährigen Redaktor Prof. Dr. F. de Quervain übernommen hat.

An der 100-Jahr-Feier der Eidg. Technischen Hochschule, die in der Woche vom 17.—22. Oktober 1955 in Zürich stattfand, war die Gesellschaft durch ihren amtierenden Präsidenten Dr. R. Galopin vertreten, der im Namen der Gesellschaft eine Glückwunschadresse überreichte. Prof. Nowacki nahm an dieser Jubiläumsfeier als Delegierter der „International Union of Crystallography“ teil und überreichte in deren Namen ebenfalls eine solche Adresse.

Der Präsident: *R. L. Parker*

Bericht des Redaktors. Im Jahre 1955 erschien Band 35 der Schweizerischen Mineralogischen und Petrographischen Mitteilungen. Der Band enthält 507 Seiten, 130 Textfiguren, 5 Phototafeln und 5 Falztafeln, wovon eine mehrfarbig. Er umfasst 16 Abhandlungen, die sich auf die einzelnen Gebiete wie folgt verteilen: Kristallographie und Strukturlehre 2, allgemeine Mineralogie 1, gesteinsbildende Mineralien 6, regionale Petrographie und Geologie 6, Gesteinsverwitterung und Bodenbildung 1; ferner 2 Referate der Tagung in Pruntrut, 1 Bericht über die praktisch-geologische Exkursion im Juragebiet und Literaturbesprechungen. 10 Arbeiten erschienen in deutscher Sprache, 2 in französischer und 4 in englischer Sprache. 3 der Abhandlungen sind zugleich Dissertationen (2 Zürich, 1 Genf).

Mit Band 35 wurde die Auflage von 500 auf 600 Exemplare erhöht.

Die Gesamtkosten für die beiden Hefte von Band 35 betrugen rund 20 000 Franken; ca. 9000 Franken konnten durch Kostenbeiträge aufgebracht werden, so dass die Gesellschaft für diesen Band mit ca. 11 000 Franken belastet wird. Den Autoren, welche an die Druckkosten beigesteuert haben, sei der beste Dank der Gesellschaft ausgesprochen.

Herrn Prof. Déverin, der sich der Durchsicht der französisch abgefassten Arbeiten widmete, und Herrn Prof. Nowacki, der die kristallographischen und strukturellen Abhandlungen betreute, sei vom Redaktor aufs beste gedankt.

Der Redaktor: *A. Spicher*

B. Sitzungsprotokoll

1. Wissenschaftliche Sitzung

Samstag, den 22. September 1956, 16.15 Uhr, im Hörsaal der Mineralogisch-petrographischen Anstalt, Bernoullianum.

Vorsitz: Prof. Dr. F. Laves.

Anwesend: 40 Personen.

J. HALLER (Basel): *Gekreuzte Faltensysteme in Orogenzonen*. Erscheint in Bd. 37, H. 1, 1957, dieser Zeitschrift.

G. FRENZEL (Münster i. W.): *Wiedererhitzungs-Kriterien bei Ergussgesteinen.*

Im vulkanischen Geschehen spielt die Wiedererhitzung erstarrter Lavapartien eine wichtige Rolle. Unter der Einwirkung heisser Magnennachschübe, verbrennender vulkanischer Gase usw. werden die schon verfestigten Eruptiva der Thermo-metamorphose unterworfen, wobei, durch die nahe Erdoberfläche bedingt, vielfach der Luftsauerstoff einwirkt. Durch den Vorgang der oxydativen Erhitzung (reduzierende Prozesse kommen hier nicht zur Erörterung) werden die Mineralien in mehr oder weniger charakteristischer Weise verändert.

Einige besonders augenfällige Beispiele seien genannt: Zersetzte Olivine mit Hämatit- und Magnetitausscheidungen; gerösteter Biotit mit Einlagerungen von Eisenglanz und untergeordnet solchen von Pseudobrookit; rötliche Hypersthene mit ausgeschiedenem Ferrieisen; die Verfärbung des schwärzlichen Augits nach Gelb (u. a. Katzenbuckel im Odenwald — chemisch gesehen ist dabei die Umwandlung des FeO -Gehaltes in Fe_2O_3 hervorzuheben); Titanit, welcher von Pseudobrookit verdrängt wird.

Besondere Bedeutung als Indikatoren für eine erfolgte Wiedererhitzung kommen Titanomagnetit und Ilmenit zu, bei denen mit steigender Temperatur und Oxydation verschiedene Umwandlungsstadien zu beobachten sind.

Titanomagnetit: 1. Schwache Temperung führt bei unentmischtem Titanomagnetit nur zur Ausscheidung von Ilmenitkörperchen parallel (111), wobei letztere bei Sauerstoffzufuhr etwas Eisenglanz-molekül aufgenommen haben können. Der Vorgang ist etwa vergleichbar mit dem Prozess des Anlassens in der Eisenhüttenindustrie und liefert keine spezifischen Bilder, da solche Entmischungsstrukturen auch auf andere Weise entstehen können. 2. Bei längerer Hitzeeinwirkung und nachhaltiger Oxydation wachsen die Ilmenitentmischungstafeln und nehmen das durch Oxydation des sie beherbergenden Magnetits entstehende Fe_2O_3 auf, werden dabei, was das Reflexionsvermögen anbelangt, immer heller und typisch breittafelig (Hitzemartitisierung). 3. Bei Temperaturen über 800°C entsteht neben Hitzemartit Pseudobrookit.

Ilmenit: In niederen Temperaturbereichen erfolgt Umwandlung in Eisenglanz und Rutil. Hochtemperaturerhitzung bewirkt Bildung von Pseudobrookit.

Literatur

FRENZEL, G.: Erzmikroskopische Beobachtungen an natürlich erhitzten, insbesondere pseudobrookitführenden Vulkaniten. Heidelberger Beiträge zur Mineralogie und Petrographie Bd. 4, 343—376 (1954).

— Zur Kenntnis der Eisentitanoxyde in thermometamorphen Gesteinen. Wie vorher, Band 5, 165—170 (1956).

FREUDENBERG, W.: Geologie und Petrographie des Katzenbuckels im Odenwald. Mitt. Bad. Geol. Landesanst. Bd. 5, 185—344 (1906).

P. BEARTH (Basel): *Über Alkaligesteine aus Nord-Ost-Grönland.*

Die Südwestküste Grönlands kann seit den Arbeiten von N. V. USSING als klassisches Gebiet für Alkaligesteine gelten. Aber auch an der Ostküste treten sporadisch Alkaligesteinsmassive auf. Man kennt heute etwa ein Dutzend kleiner Vorkommen syenitisch-alkalisyenitischer und granitischer Gesteine, die zwischen Angmassalik und dem Kaiser Franz Josef Fjord anstehen.

Das hier beschriebene Massiv der Werner Berge liegt mit seinem Nordrand genau auf dem Schnittpunkt des Meridians 24°W mit dem 72° Breitengrad, hart am E-Rand der Stauings Alpen. Es gehört zu einer Gruppe meist kleinerer, spät-kretazisch bis tertiärer (?) Intrusionen, die beidseitig vom Ausgang des Kong Oscar

Fjordes auftreten. Sie befinden sich alle in einer postkaledonisch angelegten Bruchzone, die mit paläozoisch- bis kretazisch-tertiären Sedimenten ausgefüllt ist. Aus ihr ragen horstartig die kristallinen Schollen des Liverpool-Landes heraus.

Die postdevonische Hauptverwerfung (Skeldal-Verwerfung) läuft in N-S-Richtung, dem Rande der Staunings Alpen entlang. Die Werner Berge liegen in ihrer unmittelbaren Nachbarschaft. Vereinzelt greifen Gänge alkalisyenitischer Zusammensetzung auch über diese Verwerfung hinüber.

Das Massiv selbst besitzt einen komplexen Aufbau und besteht aus einer ganzen Anzahl stofflich und zeitlich verschiedener Intrusionen. Diese sind von jungpaläozoischen (Carbon, Perm) Sedimenten (hauptsächlich Konglomerate, Sandsteine, Arkosen, Tonschiefer, selten Kalke und Dolomite) überlagert und umhüllt. Kontakte mit triasischen Sedimenten sind nur an einzelnen Punkten festgestellt worden. Dach und Rahmen der Intrusionen sind in Schollen zerbrochen und verstellt, was mindestens z. T. auf vulkanotektonische Vorgänge zurückzuführen ist. Grössere und kleinere Sedimentschollen sind in das aufsteigende Magma eingesunken. Entsprechend der Natur der Sedimente sind die Kontaktwirkungen sehr gering und beschränken sich meist auf eine Biotit-Hornfelsbildung an tonigen Gesteinen und auf die Entwicklung von Kalksilikatfels an den spärlichen Dolomit- oder Kalklagen. An kleineren Schollen sind auch Assimilationserscheinungen festzustellen; aber alle diese Vorgänge erreichen nur einen sehr bescheidenen Umfang. Die einzelnen stockartigen Intrusionen zeigen gegen den Rand hin oft auch keine Änderung, weder in der Zusammensetzung noch in der Korngrösse. Wenn Assimilation bei der Entstehung dieser Gesteine von Bedeutung war, dann muss sie sich jedenfalls in einem Niveau abgespielt haben, das unserer Beobachtung entzogen ist.

Das Massiv umfasst eine ultrabasische bis intermediäre Gesteinsgruppe, die hauptsächlich am Südostrand konzentriert ist. Im übrigen herrschen fast hololeukokrate Alkalisyenite und -granite vor, zusammen mit Nephelinsyeniten und zugehörigen Ganggesteinen. Im zentralen Bereich und vor allem in den Dachpartien sind vulkanische Brekzien, z. T. auch Tuffe, durchsetzt von zahllosen sauren Gängen, sehr verbreitet. Wir betrachten diese in der Struktur ständig wechselnden Gesteine als Schlotfüllungen, die nach unten von den gröberkörnigen und homogenen alkalisyenitischen Intrusionen abgeschnitten und durchsetzt werden.

Am meisten verbreitet sind alkalisyenitische (bis aplitsyenitische) Gesteine. Sie sind durch Übergänge mit alkaligranitischen und pulaskitischen Typen verbunden.

Quarzführende Gesteine (Alkali-Quarz-Syenite und -Granite) sind (als Randfazies) am Nordrand (Mellempass) sehr verbreitet.

Der Mineralbestand all dieser Gesteine ist sehr einfach. Hauptbestandteil ist ein perthitischer oder antiperthitischer Alkalifeldspat von der mittleren Zusammensetzung $O_{35}Ab_{65}$. Er macht oft mehr als 90% des Volumens aus. In den Syeniten und Pulaskiten ist er häufig, in den Ganggesteinen sogar überwiegend tafelig entwickelt. Trachytische und mikrotrachytische Strukturen sind daher sehr verbreitet. In der Regel sind die Feldspäte entmischte, wobei die Entmischung manchmal im selben Individuum verschiedene Stadien durchlaufen hat.

Plagioklas fehlt vollkommen.

Die Mafite (Diopsid, Augit, Ägirin und Ägirinaugit, Riebeckit, Arfvedsonit und Biotit) bilden selten mehr als 10 Vol% des Gesteines. In den foidführenden Alkalisyeniten (Pulaskite) sind sie meist gut erhalten, während sie in den Brekzien und Ganggesteinen, vor allem aber in der granitischen Fazies durch Pseudomorphosen von Limonit ersetzt sind. Diese Limonittupfen sind stets zirkonführend. Die Zersetzung der Mafite scheint parallel mit einer starken Anreicherung von Fluorit zu gehen.

In den foidführenden Alkalisyeniten ist oft auffallend viel Titanit enthalten. Spektroskopisch wurde neben Fe und Mn, Zr und Nb, vor allem aber auch ein hoher Gehalt an seltenen Erden festgestellt.

Die Nephelinsyenite sind am Westrand der Werner-Berge konzentriert. Neben Alkalifeldspat und Nephelin führen sie Sodalith, Analcim und Cancrinit. Sodalith und Analcim sind sowohl primär wie sekundär, Cancrinit nur sekundär. Die Mafite sind dieselben wie bei den Alkalisyeniten. An seltenen Mineralien wurden bis jetzt nachgewiesen: Lāvenit, Zirkon, Lamprophyllit, Mosandrit, Narsarsukit und ein dunkelvioletter Fluorit.

Den Nephelinsyeniten sind Tinguaita und Nephelinsyenitporphyre assoziiert.

Einen nicht minder grossen Wechsel von Gesteinstypen zeigt der basische Komplex. Dominierend sind olivinführende Pyroxenite und mesokrate syenogabbroide Massen. In grösserem Abstand folgen dann syenodioritische Intrusionen, während granitische und alkalisyenitische Restdifferentiate nur als Adern oder Gänge auftreten.

In den kleinen Stöcken fällt eine intensive schlierige Durchmischung von basischem und saurem Material auf. Im grossen basischen Komplex sind die einzelnen Massen homogener; aber auch hier sind die jüngeren meso- oder leukokraten Gesteine mit basischen oder ultrabasischen Schollen befrachtet. An mehreren Stellen sind auch Anzeichen gravitativer (z. T. rhythmischer) Saigerung zu beobachten.

Die helleren alkalifeldspatreichen Gesteine erscheinen als hybride Produkte metasomatischer Umsetzungen zwischen den basischen Frühausscheidungen und alkalireichen Restbeständen. Bei der Entstehung dieser Gesteinsgruppen haben sowohl gravitative Saigerung wie metasomatische Umsetzungen mitgewirkt.

Grosse Schwierigkeiten bereitete die Nomenklatur der mesokraten, syenodioritischen (-gabbroiden) Gesteine. Sie stehen zweifellos den Essexiten näher als den gewöhnlichen Gabbros und Dioriten. Das zeigen sowohl Mineralbestand wie Chemismus. Da sie aber keine Foide enthalten, dürfen sie nicht als Essexite bezeichnet werden. Und doch müssen sie von den gewöhnlichen Gabbros und Dioriten unterschieden werden, nicht nur weil sie über 10% Alkalifeldspat führen, sondern weil sie Titanaugit, barkevikitische Hornblende und Lepidomelan führen und eine andere Struktur aufweisen. Den von T. BARTH und A. STRECKEISEN gewählten Ausweg einer lokaladjektivischen Bezeichnung (Oslo-Essexite, Ditro-Essexite) möchten wir nicht beschreiten. Es handelt sich in unserm Falle um Kauaiite, z. T. mit Übergängen in Mafraite. Eine Neubenennung dieser offenbar verbreiteten Gesteinsgruppe wäre zu empfehlen.

Jedenfalls können wir innerhalb der basischen Intrusion eine Entwicklung feststellen, die von ultrabasischen über intermediären zu granitischen und alkalisyenitischen Typen führt, also einer typisch pazifischen Differentiation entspricht.

Eine diabasartige, porphyrische Randfazies bildet das streckenweise noch erhaltene Dach der basischen Intrusion. Sie geht in eine mächtige Brekzie über, mit rötlich gefärbten, alkalisyenitischen bis granitischen Komponenten in einem basischen Zement.

Von der basischen Hauptmasse gehen zahlreiche Sills und Dykes aus. Sie sind von den regionalen Basalten, bei denen ebenfalls mehrere Generationen auftreten, ununterscheidbar. Es ist uns nicht gelungen, charakteristische chemische und mineralogische Unterschiede zu finden; in beiden Reihen finden wir sowohl gewöhnliche Basalte, wie auch alkalibasaltische und subbasaltische, seltener lamprophyrische Typen. Wir haben nur feststellen können, dass die von ein und demselben basischen Stock ausgehenden Gänge sowohl in chemischer wie in mineralogischer Hinsicht stark variieren können und dass dieser Variationsbereich mit dem der regionalen Basalte zusammenfällt. Es spricht also vorläufig nichts gegen die

Annahme, dass die basischen Intrusionen der Werner-Berge (und benachbarten Massive) mit dem regionalen basaltischen Magmatismus der arktischen Provinz zusammenhängen. Ein Vergleich mit der nordbritischen Provinz zeigt sehr grosse Analogien; sowohl für die Basalte wie für die Intrusive Ost-Grönlands ist aber der alkalibasaltische Charakter in Grönland stärker betont.

In den Werner-Bergen begann die Entwicklung mit der Intrusion eines basischen Magmas, das ultrabasische bis intermediäre (alkalireiche) Differentiate lieferte. Die basischen Vulkanite kennzeichnen wahrscheinlich eine initiale Phase. Auch die Bildung der sauren Gesteine wurde durch eine vulkanische Phase eingeleitet, die dann durch das Eindringen alkalisyenitischer und granitischer Schmelzen abgelöst wurde. Der eigentlich magmatische Zyklus endete schliesslich mit der Intrusion der nephelinsyenitischen Schmelzen, deren Erstarrungsprodukte von Tinguaiten und Nephelinsyenitporphyren durchschlagen werden.

Auch in den Werner-Bergen wie auch in den übrigen kretazisch-tertiären plutonischen Zentren der Region folgt nun eine intensive pneumatolytisch-hydrothermale Phase, die einerseits eine weitreichende Zersetzung des ursprünglichen Mineralbestandes, andererseits aber lokal eine sehr bedeutende Vererzung mit sich brachte.

Die mit Erz imprägnierten Zonen fallen von weitem durch ihre bunten Farben auf (rot, orange, gelb, schwarz). Die Imprägnation geht jeweils von einem System feiner Risse aus. Das Gestein wird mit Hämatit, Limonit und (oder) Manganoxyd überzogen, häufig auch von Pyrit durchsetzt. Diese Imprägnationen wurden spektroskopisch untersucht. Von 33 Elementen zeigten 5 eine deutliche Anreicherung, nämlich ausser Fe und Mn noch Ti, Zr und Nb. Wir vermuten, dass diese drei, z. T. wenigstens, bei der mit der Vererzung einhergehenden Durchgasung aus den Ti- und Zr-haltigen Mafiten aufgenommen worden sind.

Die bedeutendste Vererzung aber ist an einen isolierten Alkaligranitstock am Schuchertgletscher gebunden („Erzberg“). Die buntgefärbte Peripherie ist auch hier von Limonit und Manganerz imprägniert. Der Kern aber wird durch einen Zwitter gebildet, von dem aus der Alkaligranit in einen Fluorit- und Cassiterit-führenden Quarz-Glimmer-Topas-Greisen umgewandelt ist. Die Trümer sind mit Molybdänglanz überzogen, daneben finden sich auch Nester von Zinnwaldit. Subhorizontale Risse und Klüfte des Erzstockes sind mit Topas, Quarz und Wolframit (Hübnerit) ausgefüllt. Es lassen sich mehrere Phasen der Mineralisation feststellen.

Die Paragenese des „Erzberges“ entspricht den Zinnstein- und Molybdänglanz-führenden Vorkommen des Erzgebirges. Sie zeigt überdies eine sehr überraschende und bis in kleine Einzelheiten übereinstimmende Analogie mit der bisher grössten Molybdänglanz-Lagerstätte der Welt, der Climax-Mine in Colorado, deren Erzführung aber an einen Granitstock gebunden ist.

Am „Erzberg“ haben wir auch — allerdings selten — Adern mit Bleiglanz, Zinkblende und Kupferkies gefunden. Damit wird ein Zusammenhang dieser Vererzung mit den apomagmatischen Blei-Zink-Gängen, die in einem mehr oder weniger weiten Umkreis vom Massiv aufsetzen, wahrscheinlich gemacht. Auch in diesen Gängen sind sehr beträchtliche Mengen Erz konzentriert.

Eine grössere Arbeit über die Werner-Berge wird in den „Meddelelser om Grønland“ erscheinen.

F. DE QUERVAIN (Zürich): *Gedanken zu einer Kristallin-Legende für technisch-petrographische Karten*. Kein Manuskript eingegangen.

C. E. TILLEY (Cambridge): *Nepheline parageneses*. Kein Manuskript eingegangen.

M. DEMANDER (Montebras, Creuse): *Un gisement de Tungstène au contact granulite-micaschiste*. Pas reçu de manuscrit.

TH. HÜGI (Bern): *Verbreitung des Berylliums und der Berylliumminerale in den Schweizer Alpen*. Siehe S. 497 dieses Bandes.

C. BURRI (Zürich): *Eine neue Methode zur Charakterisierung der optischen Orientierung der triklinen Feldspäte*. Siehe S. 539 dieses Bandes.

Schluss: 18.45 Uhr.

Sonntag, den 23. September 1956, 08.00 Uhr (erste Fortsetzung).

Vorsitz: Prof. Dr. R. L. PARKER.

Anwesend: 30 Personen.

A. NIGGLI (Zürich): *Röntgenkristallographische Pseudo-Auswahlregeln*.

Bei den gewöhnlichen (integralen, zonalen oder serialen), für die Raumgruppenbestimmung wesentlichen Auswahlregeln sind jeweilen von N an sich möglichen Reflexen $N(n-1)/n$ systematisch ausgelöscht ($n = \text{ganze Zahl}$). Gelegentlich treten aber kompliziertere Auswahlregeln auf, die eine immer noch systematische Auslöschung von weniger Reflexen zur Folge haben. Für die i. a. nicht ohne weiteres übersichtbare Deutung solcher „Pseudo-Auswahlregeln“ wird im folgenden ein ebenso anschauliches wie einfaches Verfahren angegeben.

Der Grundgedanke besteht darin, die Pseudo-Auswahlregel durch die zusätzliche Hilfsannahme einer — in Wirklichkeit gar nicht vorhandenen — Auswahlregel dergestalt zu ergänzen, dass sie auf die Form einer gewöhnlichen, sofort deutbaren Auswahlregel gebracht wird. Nach Ermittlung der entsprechenden hypothetischen Translationsgruppe muss die Hilfsannahme natürlich wieder fallengelassen werden, d. h. die durch sie eingeführten Gitterpunkte sind zu streichen und durch Leerstellen zu ersetzen. Um Fehlschlüsse zu vermeiden, empfiehlt sich eine Überprüfung des Ergebnisses durch Berechnung des Strukturfaktors.

Der Einfachheit halber werde zunächst ein eindimensionales Beispiel betrachtet: es treten nur Reflexe mit $h \equiv 0, 1$ oder $3 \pmod{4}$ auf, während die geraden, aber nicht durch 4 teilbaren Ordnungen — also $\frac{1}{4}$ der möglichen Reflexe — ausgelöscht sind. Zur Deutung wird als Hilfsannahme die zusätzliche Auswahlregel eingeführt, dass nur Reflexe mit geraden h vorkommen; dann müssen gleichzeitig die Indizes der nicht ausgelöschten Reflexe durch 4 teilbar sein, was durch Gitterpunkte in 0, in $\frac{1}{4}$, in $\frac{1}{2}$ und in $\frac{3}{4}$ erklärt werden kann. Nun sind aber tatsächlich Reflexe ungerader Ordnung vorhanden, so dass die halbe Elementarstrecke keine Translation darstellen darf. Die Gitterpunkte in $\frac{1}{2}$ und in $\frac{3}{4}$ (oder, bis auf eine Nullpunktverschiebung damit gleichbedeutend, in $\frac{1}{4}$ und $\frac{1}{2}$) sind also zu streichen: das Translationsgitter enthält Punkte in 0 und in $\frac{1}{4}$. Der Strukturfaktor $F = e^0 + e^{i\pi h/2}$ wird denn auch für

$$\begin{aligned} h \equiv 0 \pmod{4}: & \quad 1 + 1 + 0 = 2, & |F|^2 &= 4 \\ h \equiv 1 \pmod{4}: & \quad 1 + 0 + i = 1 + i, & |F|^2 &= 2 \\ h \equiv 2 \pmod{4}: & \quad 1 - 1 + 0 = 0, & |F|^2 &= 0 \text{ (Auslöschung!)} \\ h \equiv 3 \pmod{4}: & \quad 1 + 0 - i = 1 - i, & |F|^2 &= 2 \end{aligned}$$

Die Leistungsfähigkeit des Verfahrens sei noch an einem dreidimensionalen Beispiel aufgezeigt, welches bei einer Strukturbestimmung als Translationsgruppe der schweren Atome praktisch auftrat: Reflexe hkl sind nur vorhanden, wenn

(1) $k + l \equiv 0 \pmod{2}$,

(2) wenn k (und damit auch l) $\equiv 0 \pmod{2}$, dann auch $2h + l \equiv 0 \pmod{4}$.

(1) führt zunächst auf eine flächenzentrierte Zelle A. Die geeignete Hilfsannahme zur Deutung von (2) ist

$$k \equiv 0 \pmod{2}, \quad l \equiv 0 \pmod{2},$$

d. h. das Zutreffen der Bedingungen von (2); sie bedeutet eine Viertelung der Zelle durch Halbierung der b- und c-Achse. Nun lässt sich (2) in der Form

$$h + \frac{1}{2}l \equiv 0 \pmod{2}$$

als Translation (a 2 + c 4) deuten: die Viertelzelle ist also selbst B-flächenzentriert. Da aber Reflexe sowohl mit ungeradem k wie mit ungeradem l auftreten, dürfen weder b 2 noch c 2 Translationen darstellen: durch Weglassen der entsprechenden Gitterpunkte erhält man die Lösung

$$0, 0, 0; \quad 0, \frac{1}{2}, \frac{1}{2}; \quad \frac{1}{2}, 0, \frac{1}{4}; \quad \frac{1}{2}, \frac{1}{2}, \frac{3}{4}.$$

Eine weitere, aus (a/2 - c/4) als Translation folgende Lösung wäre

$$0, 0, 0; \quad 0, \frac{1}{2}, \frac{1}{2}; \quad \frac{1}{2}, 0, \frac{3}{4}; \quad \frac{1}{2}, \frac{1}{2}, \frac{1}{4},$$

was mit der ersten Lösung bis auf eine Spiegelung an der a-b-Ebene übereinstimmt. Die gesamte Überlegung, deren Richtigkeit sich wieder durch Strukturfaktorberechnung bestätigen lässt, ist aus folgender Aufstellung ersichtlich:

Auswahlregel	Gitterpunkte	Annahme
$k + l \equiv 0 \pmod{2}$	$0, 0, 0; \quad 0, \frac{1}{2}, \frac{1}{2}$	
wenn $\begin{cases} k \equiv 0 \pmod{2} \\ l \equiv 0 \pmod{2} \end{cases}$		$0, \frac{1}{2}, 0$
dann $h + \frac{1}{2}l \equiv 0 \pmod{2}$	$\frac{1}{2}, 0, \frac{1}{4}; \quad \frac{1}{2}, \frac{1}{2}, \frac{3}{4}$	$0, 0, \frac{1}{2}$ $\frac{1}{2}, \frac{1}{2}, \frac{1}{4}; \quad \frac{1}{2}, 0, \frac{3}{4}$

Im Beispiel sind $\frac{5}{8}$ der möglichen Reflexe ausgelöscht; die Auswahlregel der A-Zentrierung verbietet $\frac{1}{2}$ der Reflexe, die Pseudo-Auswahlregel $\frac{1}{4}$ der verbleibenden Hälfte.

Wenn auch heute Strukturbestimmungen ohne Ausnützung der Symmetrieeigenschaften unter Umständen möglich sind, wird doch eine unmittelbare Deutung und Berücksichtigung der in Auslöschungen enthaltenen Angaben den erforderlichen Arbeitsaufwand wesentlich verringern.

W. EPPRECHT (Zürich): *Untersuchung der Idealität von Gitterebenen in grossen Einkristallen.*

In der Technik werden in steigendem Masse grosse Einkristalle benötigt, so z. B. Quarzkristalle für die Herstellung von Schwingplättchen für die Ultraschall-Erzeugung und Steuerung von Sendern, Germanium- und Silizium-Kristalle für Transistoren und Kristallgleichrichter. Die Festkörperphysik wie auch die Metallkunde verlangen ferner zur Erforschung der Kristalleigenschaften zahlreiche weitere Kristallarten in möglichst perfekten und grossen Einkristallen. Dabei werden an die Kristalle oft in mehrfacher Hinsicht ausserordentlich hohe Anforderungen gestellt. Die Halbleiterphysik, der Transistoren- und Gleichrichterbau verlangen eine ausserordentlich hohe chemische Reinheit (z. B. bei Ge-Kristallen, aus denen Transistoren hergestellt werden, kommt auf mehr als 10 Millionen Ge-Atome nur ein Verunreinigungs-Atom), ferner muss die Konzentration der Gitter-Leerstellen und der Zwischengitter-Atome sehr niedrig sein. Innerhalb des interessanten Gebietes sind alle diese Gitterstörungen von atomarer Grössenordnung in so niedriger Konzentration vorhanden, dass sie vermittels Röntgenaufnahmen nicht nachweisbar sind, sondern nur durch Messung elektrischer Grössen

(Leitfähigkeit, Halleffekt und dergleichen) qualitativ und quantitativ erfasst werden können. Grosse Anforderungen werden auch hinsichtlich des Gehaltes an grösseren Gitterstörungen gestellt, indem die Zahl der Versetzungen und Mosaikblockgrenzen (die in derartigen Kristallen offenbar vorzugsweise in Form von aus Versetzungen aufgebauten Kleinwinkel-Grenzflächen auftreten) möglichst niedrig sein soll. Die Dichte der diffus verteilten Versetzungen kann unter Umständen aus der röntgenographischen Linienbreite ermittelt werden, ferner durch Auszählen der Ätzgrübchen, hat es sich doch erwiesen, dass bei sorgfältiger Ätzung jeder Versetzungs-Ausstichpunkt ein Ätzgrübchen entwickelt. Gitterverbiegungen und -Verwackelungen können durch Laueaufnahmen nachgewiesen werden, wobei indessen der Nachteil besteht, dass das untersuchte Kristallgebiet nur sehr geringe Ausdehnung besitzt und zudem das Auflösungsvermögen relativ gering ist, indem höchstens noch Mosaikblöcke voneinander unterscheidbar sind, welche einige Minuten gegeneinander verdreht sind.

Um Einkristalle über grössere Gebiete bezüglich ihrer Gitterebenen-Idealität untersuchen zu können, wurde vom Verfasser in Anlehnung an die Versuche von H. LAMBOT et al. (*Revue de Métallurgie* 49 (1952), 408–410) an der AFIF (Abteilung für industrielle Forschung, Institut für technische Physik der ETH, Zürich) eine Art Röntgengoniometer gebaut, vermittelt welchem ein etwa 0,1 mm breiter und 12 mm hoher Bereich eines Kristalles untersucht werden kann. Im Prinzip ist die Anordnung folgende: der Kristall wird mit der zu prüfenden Fläche so in den ca. 50 μ breiten und 12 mm hohen Fokus eines Quarzkristallmonochromators (nach JOHANSSON) gestellt, dass er um die Fokuslinie rotiert werden kann. Auf einem unabhängig von der Kristalldrehung um die gleiche Achse schwenkbaren Arm kann in verschiedenen Abständen (bis 100 cm) ein Film oder ein grossfenstriger Geigerzähler aufgestellt werden. Zur Untersuchung verwendet man Netzebenen, welche parallel zur Drehachse stehen und nur um wenige Grad von der äusseren Begrenzungsfläche des Kristalles abweichen sollen. Stellt man das Zählrohr relativ nahe am Kristall im doppelten Beugungswinkel auf, so kann durch langsames Drehen des Kristalles die Reflex-Lage leicht anhand des Intensitätsmaximums gefunden werden. Ist die zu prüfende Netz-Ebene innerhalb des bestrahlten Bereiches eine völlig ideale Ebene, so entsteht auf dem nun anstelle des Zählrohres gestellten Film ein feiner, gerader, strichförmiger Reflex, z. B. bei 1 Meter Filmabstand ein solcher von etwa 8 cm Höhe. (Infolge der im Monochromatorfokus ca. 0,1 mm auseinanderliegenden beiden Fokallinien der K_{α_1} - und K_{α_2} -Strahlungen treten zwei Linien auf, von denen eine wenn nötig durch eine nahe beim Fokus aufgestellte Schneiden-Blende eliminiert werden kann.) Wenn nun im bestrahlten Abschnitt Bereiche mit etwas gegenüber der Idealebene abgewinkelter Ebenenlage auftreten, so wird vom konvergenten Strahlenbündel ein um den Verdrehungswinkel δ abweichender Einfallstrahl reflexionsfähig und auf dem Film erscheint ein proportional zu δ aus der Ideal-Reflexlinie verschobener Reflexabschnitt. Durch geeignete Wahl der Monochromatorblenden können bis zu 5° betragende Gitterverwackelungen erfasst werden, wobei das Auflösungsvermögen bei 1 m Filmabstand ca. 20 Bogensekunden (= 0,1 mm Linienverschiebung) beträgt.

Anhand von Aufnahmebeispielen konnte die Leistungsfähigkeit dieser Methode demonstriert werden. An der Prismenfläche eines alpinen Bergkristalles wurden z. B. Reflexe erhalten, die in über hundert kurze Einzelreflex-Striche aufgelöst sind, welche im Mittel je ca. 1 Minute auseinanderliegen. Quarz mit Schwingplättchenqualität ergibt demgegenüber einen fast störungsfreien geradlinigen Reflex. Ebenso erhielt man an einem Calcitkristall von Nicol-Qualität einen sehr scharfen, idealen Strich, währenddem ein normaler Calcitkristall, dessen Spaltebene schon von blossen Auge eine Facettierung zeigt, eine grosse Zahl von Teil-

reflexen ergab, die in einem Winkelbereich von mehr als 1° streuen. Aus der Schmelze gezogene Ge- und Si-Kristalle lieferten an geätzten Anschliff-Flächen Reflexlinien von praktisch idealem Aussehen. Dabei konnte beobachtet werden, dass dort, wo durch örtliche plastische Deformation entstandene Gleitlinien den bestrahlten Kristallbereich überqueren, eine deutliche Verbreiterung des Reflexes auftritt.

Die Untersuchungen zeigen, dass es natürliche und künstliche Kristalle gibt, in denen die Netzebenen über bis 12 nm betragende Strecken von der Idealebene um weniger als ca. 20 Bogensekunden abweichen. Da die Theorie der Röntgenstrahlen-Reflexion an idealen Kristallen einen Reflexionswinkel-Bereich von einigen Bogensekunden Breite voraussagt, hat die hier angewandte Methode nahezu die Grenze der theoretisch möglichen Auflösung erreicht. Verwackelungs-Winkel, welche einige Sekunden betragen, würden in der idealen Linienbreite verschwinden.

Vorsitz: Prof. Dr. F. LAVES.

R. L. PARKER (Zürich): *Über ein neuartiges stereo-gnomonisches Netz*. Siehe S. 593 dieses Bandes.

R. L. PARKER und F. DE QUERVAIN (Zürich): *Ein neues Vorkommen von Kainosit in den Schweizer Alpen*. Siehe S. 604 dieses Bandes.

Schluss: 09.05 Uhr.

Sonntag, den 23. September 1956, 10.05 Uhr (letzte Fortsetzung)

Vorsitz: Prof. Dr. C. E. Tilley.

Anwesend: 40 Personen.

W. NOWACKI und G. BERGERHOFF (Bern): *Die Kristallstruktur des Zeolithes Faujasit*.

Faujasit ist ein Glied der Würfelzeolithe. Oktaedrische Kristalle von Sasbach (Kaiserstuhl) ergaben die Gitterkonstante $a = 24,74 \text{ \AA}$ und die Raumgruppe $O_h^7 - Fd3m$. Es sind $192/7$ Formeleinheiten $\text{NaCa}_{0,5}(\text{Al}_2\text{Si}_5\text{O}_{14}) \cdot 10 \text{ H}_2\text{O}$ in der Zelle vorhanden.

Es war das Ziel, die Struktur auf möglichst direktem Wege abzuleiten. Dazu wurden folgende Wege beschritten: a) Methode der Ungleichungen. Da die wenigen grossen unitären Strukturamplituden $U(hkl) = 0,4$, die meisten aber um 0,2 waren, erwies sich dieses Verfahren als unanwendbar; b) Methode des isomorphen Ersatzes. Ein natürlicher Faujasitkristall wurde in einer AgNO_3 -Lösung einem Ionenaustausch ($\text{Na}, \text{Ca} \leftrightarrow \text{Ag}$) unterworfen und vom Ag-Faujasit alle nötigen Röntgenaufnahmen hergestellt und vermessen. Analoge Schnitte durch eine dreidimensionale Pattersonsynthese des natürlichen bzw. des Ag-Faujasites zeigten aber, dass die beiden Strukturen gar nicht streng isotyp sind, indem die Ag-Ionen auch noch andere als nur die ursprünglichen Alkali-Lagen einnehmen. Dieser Weg führte daher auch nicht weiter; c) Superpositions-Methode. Die eben erwähnten Schnitte liessen aber erkennen, dass die Punktlage (48f) einen beiden Faujasiten gemeinsamen Gitterkomplex darstellt. Für den Ag-Faujasit wurde nun eine dreidimensionale (additive) Überlagerungssynthese berechnet, über den Gitterkomplex (48f) superponiert. Aus dieser Synthese konnte folgende plausible Struktur des Faujasites entnommen werden: das (Si, Al)O-Gerüst besteht aus kubooktaedri-

schen Käfigen, wie sie in den Ultramarinen und wahrscheinlich auch im Chabasit vorkommen [Si, Al = Ecken eines Kubooktaeders, d. i. einer Kombination eines Würfels mit einem Oktaeder, von Quadraten und regulären Sechsecken gleicher Kantenlänge = (Si-Si)-Abstand $\approx 3,09 \text{ \AA}$ begrenzt]; diese Käfige sind gegenseitig wie die C-Atome im Diamantgitter angeordnet und durch gemeinsame O-Atome, welche die Si(Al) tetraedrisch umgeben (in der Zelle sind 192 solcher über Ecken verbundene Tetraeder vorhanden), miteinander verbunden; die Alkali-Ionen und die Wassermoleküle scheinen innerhalb und an der Oberfläche der Käfige und im Innern der weiten Kanäle (von ca. $6-7 \text{ \AA}$ Durchmesser), welche // den Richtungen [110] die Struktur durchziehen und eine Erklärung für die besonderen Ionen-Austausch-Eigenschaften dieser Substanz liefern (R. M. BARRER, W. BUSER und W. F. GRÜTTER, *Helv. Chim. Acta* 39 (1956), 518–530), zu sitzen.

Anmerkung bei der Korrektur: Auf Grund der gefundenen Si- und O-Lagen alleine wurden die $\pm |F|$ -Werte ermittelt; mit den $|F|_{\text{beob.}}$ ergaben sie einen Zuverlässigkeitsindex von $R = 0,32$. Die erhaltenen Vorzeichen wurden zur Berechnung einer ersten dreidimensionalen Fouriersynthese verwendet, welche nur eine geringfügige Änderung der Si- und O-Lagen und weitere Maxima (Alkalien, Wasser) ergab, worauf die $\pm |F|$ -Werte nochmals berechnet wurden. Die Strukturbestimmung befindet sich damit im Stadium der Verfeinerung.

E. NIGGLI (Bern): *Stilpnomelan als gesteinsbildendes Mineral in den Schweizer Alpen*. Siehe S. 511 dieses Bandes.

F. LAVES und T. SCHNEIDER (Zürich): *Über den rhombischen Schnitt in sauren Plagioklassen*.

Berechnung des rhombischen Schnitts nach der Formel von SCHMIDT (1919)¹⁾

$$\text{ctg } \sigma = \frac{\text{ctg}(001 \wedge 010)}{\text{ctg } \gamma} = \frac{\text{ctg } \alpha^*}{\text{ctg } \gamma}$$

ergab folgende σ -Werte:

für Albit = 33° ; Analbit = -4° ; Oligoklas (Tieftemperatur-Form) $\text{An}_{30} = 10^\circ$. Messungen an Periklin-Kristallen aus Klüften von ca. 40 verschiedenen Fundorten, die heute strukturell und chemisch als Albit anzusprechen sind, ergaben für σ als häufigsten Wert $9-10^\circ$. Werte, die für Albit oder Analbit gelten, wurden nicht gefunden. Somit ergeben sich für die Entstehung der Perikline folgende 3 Möglichkeiten:

1. Sie sind bei höheren Temperaturen unter Gleichgewichtsbedingungen als intermediäre Albit-Analbite entstanden. 2. Sie sind infolge schnellen Wachstums als (teilweise ungeordnete) intermediäre Albit-Analbite entstanden. In beiden Fällen wären die Kristalle erst im Laufe der Zeit in ihren heutigen geordneten Zustand übergegangen. 3. Sie waren bei ihrer Entstehung Anorthit-reicher, sind also etwa als Oligoklas gewachsen.

Mikroskopische Schliffbeobachtung ergab folgendes:

1. Alle untersuchten Perikline haben Einschlüsse und Löcher.
2. Die Auslöschung [auf (010) gegen (001)] ist „marmoriert“ und schwankt zwischen 16° und 20° . (Albit hat 20° , Analbit 6° , Oligoklas (An_{30}) 0° Auslöschungsschiefe.)
3. Oft besitzen die Perikline eine klare, albitreiche Hülle.

¹⁾ E. SCHMIDT (1919): Die Winkel der kristallographischen Achsen der Plagioklasse. *Chemie der Erde*. Bd. 1, 351–406.

4. Zum Vergleich wahllos herausgegriffene Albit, die *nicht* Periklinhabitus zeigen und nicht nach dem Periklingesetz verzwillingt sind, zeigen im Dünnschliff *keine* Einschlüsse und Löcher (aber auch hier ist die Auslöschung marmoriert und schwankt zwischen 17° und 20°). Makroskopisch sind solche Albite vorwiegend glasklar, „Perikline“ hingegen *immer* milchig weiss.

Aus Vorstehendem wird geschlossen, dass Perikline Pseudomorphosen von Albit nach Oligoklas sind, deren Entstehung mit der „Peristerit“-Mischungslücke zusammenhängen dürfte. Eine ausführliche Diskussion wird in der Zeitschrift für Kristallographie erfolgen.

EMILIE JÄGER (Bern): *Neuere Arbeiten mit Differential-Thermoanalyse*. Siehe Seiten 595 und 599 dieses Bandes.

E. WENK (Basel): *Über das Vorherrschen bestimmter Anorthitgehalte der Plagioklasse im Kristallin der Tessiner Alpen*. Kein Manuskript eingegangen.

E. WENK (Basel): *Demonstration von Giltsteingefässen aus dem Verzascatal*. Kein Manuskript eingegangen.

Schluss: 12.00 Uhr.

2. Geschäftliche Sitzung

Sonntag, den 23. September 1956, 09.20 Uhr, im Hörsaal der Mineralogisch-petrographischen Anstalt, Bernoullianum.

Vorsitz: Prof. Dr. R. L. Parker, Präsident.

Anwesend: 25 Mitglieder.

Schriftlich entschuldigt haben sich die HH. Dr. P. Mercier, Prof. Dr. F. Penta und Prof. Dr. M. Roubault.

1. Der vom Präsidenten verfasste und verlesene Jahresbericht für 1955 ist weiter oben auf S. 609 in extenso abgedruckt. Dieser Bericht wurde durch die Versammlung ohne Diskussion genehmigt.

Anschliessend verlas der Redaktor seinen Bericht, dem die anwesenden Mitglieder ebenfalls zustimmten. Dieser Bericht findet sich auf S. 613 dieses Bandes.

3. Der Kassier erläutert die auf S. 611 wiedergegebene Jahresrechnung 1955. Es liegt der Bericht der beiden Rechnungsrevisoren Prof. Dr. M. Reinhard und Dr. G. de Weisse vor, der vom Erstgenannten zur Verlesung gelangt. Die Revisoren empfehlen der Versammlung, die sorgfältig geführte und durch angestellte Stichproben in bester Ordnung befundene Rechnung der Gesellschaft zu genehmigen und dem Kassier Décharge zu erteilen. Herr Prof. Reinhard richtet noch Worte des besonderen Dankes an den Kassier, Dr. O. Grütter, für seine mühevollen Arbeit. Leider lässt der derzeitige Kassier die Versammlung wissen, dass er sein Amt nicht über 1957 hinaus versehen kann, da diese Arbeit ihn zu stark belastet. Der Vorstand erhält den Auftrag, rechtzeitig die für die Neubesetzung des Kassieramtes erforderlichen Vorbereitungen zu treffen. Die Jahresrechnung 1955 wird einstimmig genehmigt.

4. Der Kassier gibt Aufschluss über das Budget 1956 und generell über dasjenige von 1957.

5. Der Vorstand schlägt vor, den Mitgliederbeitrag für 1957 auf der bisherigen Höhe von Fr. 28.— zu belassen. So sollte es möglich sein, die für den Druck des in Arbeit befindlichen Registerbandes nötigen Rückstellungen zu machen. Dieser Antrag findet die Zustimmung der Versammlung.

6. Für den turnusgemäss ausscheidenden Rechnungsrevisor, Herrn Prof. Reinhard, muss ein Nachfolger bestimmt werden. Der Vorstand schlägt Herrn Dr. A. Niggli vor, der von der Versammlung ohne Gegenstimme als Rechnungsrevisor für 1957 und 1958 gewählt wird. Für das Jahr 1957 werden als Rechnungsrevisoren amtieren die HH. Dr. G. de Weisse (gewählt anlässlich der 30. Hauptversammlung in Pruntrut für 1956 und 1957) und Dr. A. Niggli.

7. Zum Schluss werden noch folgende Mitteilungen gemacht: Auf eine Anfrage von Herrn de Quervain hin kann der Vorsitzende mitteilen, dass die Arbeiten für den Registerband schon recht weit gediehen sind. Er wird ein Autoren-, Sach- und Fundortsregister für die Bände 1–35 der SMPM umfassen.

Der Sekretär gibt Kenntnis vom Eingang eines Schreibens, worin die Gründung der „Geochemical Society“ in Amerika angekündigt wird. Weitere Informationen und Beitrittsformulare können vom Sekretär der „Geochemical Society“ bezogen werden. Seine Adresse lautet: *John C. Maxwell*, Department of Geology, Princeton University, Princeton, New Jersey (USA). Über die Ziele der „Geochemical Society“ mag der Inhalt des ebenfalls zugesandten Formulars orientieren, das nachstehend im Originaltext abgedruckt ist:

At the November meeting of the Geological Society of America, held in New Orleans, Louisiana, the Geochemical Society was organized. The objective of the new Society, as stated in the constitution, is to „encourage the application of chemistry to the solution of geological and cosmological problems“. The consensus is that this should be given the broadest possible interpretation; it is hoped that not only chemists and geologists, but also physicists, biologists, oceanographers, meteorologists, mathematicians and other natural scientists interested in joint attacks on problems in the earth sciences will join the Society and help to further its objects.

There are no plans to start a new journal of geochemistry; publication of geochemical articles in existing earth science journals will be encouraged. In addition to that function and sponsoring geochemical sessions at meetings of appropriate scientific societies, the Geochemical Society intends to work for wider and more thorough educational opportunities in geochemistry, to seek closer co-ordination of geochemical investigations through a Research Committee, and to give Geochemistry specific representation on interdisciplinary earth science groups. The Council will welcome suggestions of other functions that the Society should, or might, perform.

Unser Mitglied, Herr Dr. W. Brückner, das als Dozent am University College in Achimota tätig ist, orientiert über ein Projekt, das in naher Zukunft fortgeschrittenen Studenten aus Europa Forschungsarbeiten an der Goldküste ermöglichen soll. Genauere Angaben können aber erst in etwa einem Jahr gemacht werden.

Schluss: 10.00 Uhr.

Der Sekretär: *Th. Hügi*

C. Geologische und petrographische Exkursion in die Umrandung des Rheintalgrabens der Umgebung von Basel

gemeinsam durchgeführt von der Schweiz. Geologischen Gesellschaft und der
Schweiz. Mineralogischen und Petrographischen Gesellschaft

vom 24. bis 26. September 1956

Leitung:

Dr. P. Herzog (Basel), Prof. L. Vonderschmitt (Basel), Prof. E. Wenk
(Basel), Prof. M. Pfannenstiel (Freiburg i. Br.), Prof. E. Tröger (Freiburg i. Br.).

Der ausführliche Exkursionsbericht, verfasst von den Leitern, erscheint
in den *Eclogae Geol. Helv.* Vol. 49/2, 1956.

Literaturbesprechungen

Kleine Technologie des Erdöls, von Dr. sc. techn. HEINRICH RUF, Sektionschef an der Eidg. Materialprüfungs- und Versuchsanstalt in Zürich. 258 Seiten, 16 × 23 cm, Ganzleinenbd. Fr. 26.—. Birkhäuser Verlag, Basel und Stuttgart 1955.

Im Untertitel nennt der Verfasser sein Buch „eine Einführung in die Methoden der Gewinnung und Aufarbeitung der Roherdöle zu Handelsprodukten“ und deutet damit bereits an, was er im Vorwort bestätigt, dass sich seine Technologie des Erdöls keineswegs nur an den Chemiker, sondern an einen weitem Kreis und damit auch an den Geologen wendet. Das weitschichtige Material zu einem Ganzen zu ordnen, unter gleichzeitiger Betonung des Wesentlichen, ist ihm denn auch mit seiner gedrängten und dennoch sachlich einwandfreien Darstellung trefflich gelungen. Ein erster, rund 90 Seiten umfassender Teil behandelt Entstehung, Aufspürung, Erbohrung und Förderung des Erdöls, dessen Transport und Lagerung, die Erdölproduzenten und -reserven, anschliessend in einer Übersicht die Natur der Roherdöle und Erdölprodukte. Der zweite und dritte Teil gelten der Aufarbeitung des Erdöls mit bevorzugt physikalischen Methoden — Destillation, Kristallisation, Extraktion und Adsorption —, während der vierte Abschnitt vor allem der chemischen Weiterverarbeitung zu andern Erzeugnissen, der heute in stürmischer Entwicklung befindlichen, erdölchemischen Industrie gewidmet ist. Aus 25jähriger persönlicher Erfahrung geschrieben, darf das auch in der Form ausserordentlich ansprechende, leicht lesbare Buch vorab dem Geologen als zuverlässiger Berater über das Gesamtgebiet der Erdöltechnologie bestens empfohlen werden. Endlich bedarf auch die ausgezeichnete Illustration mit 132 Textabbildungen und einer Reihe ganzseitiger Tafeln, darunter zahlreiche Photoaufnahmen, eines besonderen Lobes. — Nachdem schweizerische Geologen und Chemiker an der Erkundung des Erdöls und seiner Aufarbeitung so wesentlichen Anteil haben, darf es mit besonderer Genugtuung erfüllen, dass einem schweizerischen Autor diese handliche und doch universale Technologie des Erdöls gelungen ist.

E. Brandenberger.

Ferner ist bei der Redaktion eingegangen:

W. E. PETRASCHECK JR.: *Kohle. Naturgeschichte eines Rohstoffes*. Mit 64 Abbildungen. VII, 104 Seiten. Kl.-8°. 1956. Springer-Verlag, Berlin-Göttingen-Heidelberg (Sammlung Verständliche Wissenschaft, Band 59). Ladenpreis: Ganzleinen DM 7.80.

Schweizerische Geotechnische Kommission

Veröffentlichungen der Jahre 1953—1956

	Fr.
<i>E. Kündig und F. de Quervain</i> : Fundstellen mineralischer Rohstoffe in der Schweiz. Mit Übersichtskarte 1:600 000. Zweite ergänzte Ausgabe 1953.	8.30
<i>E. Rickenbach und F. von Känel</i> : Die Arsen-Goldlagerstätte von Salanfe. Beiträge zur Geologie der Schweiz, Geotechnische Serie, Lieferung 31. 52 Seiten, 23 Textfiguren, 3 Tafeln. 1953	8.30
<i>H. Zweifel und F. de Quervain</i> : Der Biotit-Apatitschiefer des P. Corandoni (Val Cadlimo, Tessin). 45 Seiten, 29 Textfiguren, 3 Tafeln. 1954. Lief. 32	8.30
<i>H. Ledermann</i> : Zur Kenntnis der Molybdänglanzlagerstätte im Balm-schiedertal (Wallis). 41 Seiten, 14 Textfiguren, 1 Tafel. 1955. Lief. 33	8.30
<i>F. de Quervain und V. Jenny</i> . 2. Nachtrag zu Chemismus schweizerischer Gesteine. Mit tabellarischer Zusammenstellung der Gesteins- und Mineralanalysen von 1942—1955. 103 Seiten. 1956. Lief. 34	16.65
<i>M. Grünfelder</i> : Petrographie des Rofnakristallins in Mittelbünden und seine Eisenvererzung. 60 Seiten, 29 Textfiguren, 3 Tafeln. 1956. Lief. 35	12.50

Kommissionsverlag KÜMMERLY & FREY, Bern

Bestellungen können durch jede Buchhandlung aufgegeben werden.

Schweizerische Geologische Gesellschaft Société Géologique Suisse

Gegründet 1882 — Fondée en 1882

Präsident: Dr. E. RITTER, Niklaus-von-Flüe-Strasse 19, Basel

Jahresbeitrag Fr. 24.—. — Einmaliger Beitrag für lebenslängliche Mitgliedschaft: Fr. 540.—. — Keine Aufnahmegebühr. — Beitrittserklärungen sind an den Präsidenten zu richten.

Cotisation annuelle fr. 24.—. — Cotisation unique pour les membres à vie: fr. 540.—. — Pas de finance d'entrée. — Les inscriptions sont reçues par le président.

Zeitschrift der Gesellschaft: — Publication périodique de la Société:

ECLOGAE GEOLOGICAE HELVETIAE

Redaktor: P.D. Dr. W. NABHOLZ, In den Zieglhöfen 41, Basel

Zwei Hefte pro Jahr, die den Mitgliedern der Gesellschaft gratis zugestellt werden. — Einzelhefte sind käuflich beim Verlag *Birkhäuser AG.*, Elisabethenstrasse 19, Basel, und in den Buchhandlungen.

Deux fascicules par an, distribués gratuitement aux membres de la Société. — Les fascicules sont en vente chez l'éditeur *Birkhäuser S. A.*, Elisabethenstrasse 19, Bâle, et dans les librairies.

Société française de Minéralogie et de Cristallographie

1, rue Victor Cousin, Paris 5^e

1956

Président: Melle *S. Caillère*

Secrétaire Général: M. *A. J. Rose*

Trésorier: M. *H. Curien*

Editeur: *Librairie Masson*, 120, boulevard Saint-Germain, Paris 6^e

La Société française de Minéralogie et de Cristallographie, fondée en 1878, publie chaque année dans un *bulletin trimestriel*, les travaux d'intérêt minéralogique et cristallographique de ses membres.

Des *séances mensuelles* ont lieu le second jeudi de chaque mois au Laboratoire de Minéralogie de la Sorbonne, 1, rue Victor Cousin, Paris 5^e, au cours desquelles sont présentés des communications et des échantillons minéralogiques.

Pour devenir *membre de la Société*, il faut être présenté par deux membres et agréé par le Conseil d'Administration. L'élection est mise à l'ordre du jour de la séance qui suit celle où la présentation a été faite.

Les cotisations annuelles:

personnes physiques: France: 1200 Fr; Etranger: 1800 Fr

personnes morales: France: 1800 Fr; Etranger: 2400 Fr

doivent être versées au Trésorier: M. Curien, Laboratoire de Minéralogie, 1, rue Victor Cousin, Paris 5^e ou effectuées par virement au compte chèque postal suivant: Société française de Minéralogie et de Cristallographie, 1, rue Victor Cousin, Paris 5^e, C.C.P.: PARIS 6168-45.

Les membres de la Société reçoivent gratuitement le *Bulletin trimestriel*. Ils peuvent obtenir un diplôme de Sociétaire sur demande adressée au Secrétaire (prix: 300 Fr).

Pour s'abonner s'adresser à la Librairie Masson, 120, boulevard Saint-Germain, Paris 6^e. Le prix de l'abonnement est de 2500 Fr ou \$ 8.

Stiftung

«Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender»

Sitz: Mineralogisch-Petrographisches Institut der
Eidgenössischen Technischen Hochschule Zürich

Die Stiftung „Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender“ ist auf Wunsch des Stifters Dr. I. Friedlaender in die Verwaltung eines Stiftungsrates übergegangen, der sich z. Z. wie folgt zusammensetzt:

Prof. Dr. *C. Burri*, Zürich, Präsident und Redaktor

Prof. Dr. *Ed. Wenk*, Basel, Quästor

Dr. *H. Bosshardt*, Zürich, Aktuar

Dr. *R. A. Sonder*, Olten, Beisitzer

Dr. *C. Friedlaender*, Zürich, Beisitzer

An Stelle der früheren „Zeitschrift für Vulkanologie“ und als deren Fortsetzung erscheinen seit 1940 unter dem Titel

Publikationen der Stiftung „Vulkaninstitut Immanuel Friedlaender“

in zwangloser Folge Einzelabhandlungen aus dem Gebiete der Vulkanologie.

Bis jetzt sind erschienen:

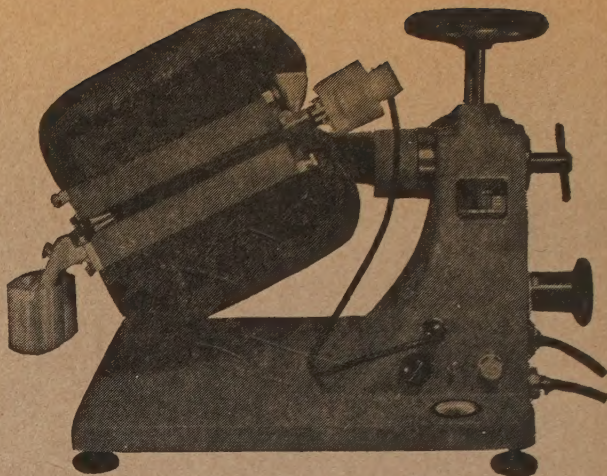
- No. 1 *R. v. Leyden*: Der Vulkanismus des Golfes von Aegina und seine Beziehungen zur Tektonik. 151 p., 57 Fig. im Text und XIV Tafeln, wovon 3 Karten. Zürich 1940. Preis Fr. 7.50.
- No. 2 *R. A. Sonder*: Studien über heiße Quellen und Tektonik in Island. 132 p., 2 Fig. im Text und XIII Tafeln, wovon 3 Karten. Zürich 1941. Preis Fr. 7.50.
- No. 3 *C. Burri* und *P. Niggli*: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens. I. Einleitung. Die Ophiolithe. Allgemeines über das Verhalten basischer Magmen. Berechnungsmethoden. Mit 6 Tafeln und 211 Figuren im Text. 1945. Preis Fr. 30.—.
- No. 4 *C. Burri* und *P. Niggli*: Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens II. Der Chemismus der postophiolithischen Eruptivgesteine. 1949. Preis Fr. 10.—.
- No. 5 *Chr. Amstutz*: Geologie und Petrographie der Ergussgesteine im Verrucano des Glarner Freiberges. 1954. Preis Fr. 12.—.
- No. 6 *E. N. Davis*: Die jungvulkanischen Gesteine von Aegina, Methana und Poros und deren Stellung im Rahmen der Kykladenprovinz. (Im Druck.)

Bestellungen werden durch den Kommissionsverlag Guggenbühl & Huber, Schweizerspiegel-Verlag, Zürich, Hirschengraben 20, sowie durch jede Buchhandlung entgegengenommen.

Interessenten, die dem Verlage ihre Adresse mitteilen, werden über neuerscheinende Bände der Serie auf dem laufenden gehalten.

Von der „Zeitschrift für Vulkanologie“ sind noch eine große Zahl einzelner Hefte auf Lager und werden zu stark reduziertem Preise abgegeben. Diesbezügliche Anfragen sind an den Präsidenten des Stiftungsrates zu richten.

*Ein wertvolles
Hilfsgerät
für den
Mineralogen*



Geneigte Lage für die Kornzufuhr

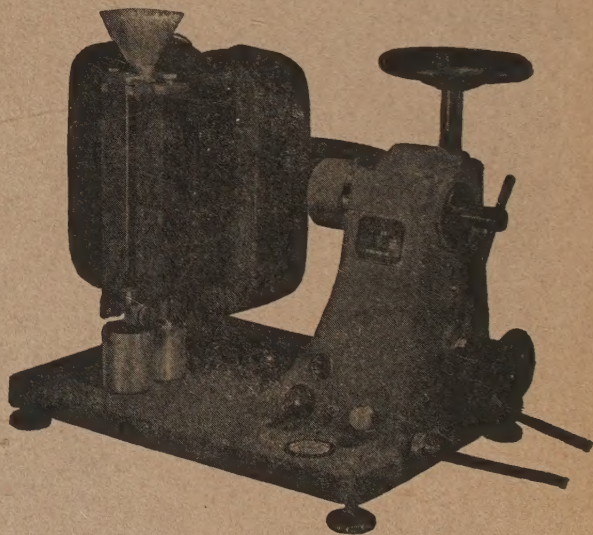
FRANTZ
(ISODYNAMIC)
Magnetic
SEPARATOR

Modell L-1

Dank seiner Stärke und Empfindlichkeit ermöglicht der Isodynamic Magnetic Separator eine Trennung der schwach magnetischen Mineralien — auch wenn ihre Suszeptibilitäten sehr nahe beieinander liegen.



*Für detaillierte
Auskunft ver-
langen Sie
New Bulletin
134-I*



Kornzufuhr im freien Fall

S. G. FRANTZ CO., Inc. . . . Engineers

P. O. Box 1138
TRENTON 6, NEW JERSEY, U.S.A.

Cable Address
MAGSEP, Trentonnewjersey